

Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse III – Paul Sabatier

Discipline ou spécialité : *Océanographie Physique et Biogéochimique*

Présentée et soutenue par *Elodie GUTKNECHT*
Le 12 Juillet 2011

*Interactions côte-large dans le système de l'upwelling du Benguela
par modélisation couplée physique/biogéochimique*

JURY

Nick Hall, Professeur, Université Paul Sabatier, Toulouse (Président)

Andreas Oschlies, Professeur, IFM-GEOMAR, Kiel, Allemagne (Rapporteur)

Marion Gehlen, Directrice de Recherche, LSCE, Gif sur Yvette (Rapporteur)

Eric Machu, Chargé de Recherche, LPO, Brest (Examineur)

Juliette Lambin, Ingénieur, CNES, Toulouse (Examineur)

Isabelle Dadou, Maître de Conférences, Université Paul Sabatier, Toulouse (Directeur de thèse)

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E – UPS/OMP)*

Unité de recherche : *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
(LEGOS – UMR5566)*

Directeur de Thèse : *Isabelle DADOU*

Remerciements

Je remercie tout d'abord Isabelle Dadou, qui m'a encadré tout au long de cette aventure, a consacré beaucoup de temps pour suivre mon travail et me guider dans mes recherches, et m'a toujours soutenu. Je remercie également Véronique Garçon et toute l'équipe Couleur qui m'ont accueilli au sein de leur équipe, Yves du-Penhoat qui m'a accueilli au LEGOS, mais également les informaticiens, et les secrétaires pour leur travail.

Merci à Eric Machu et Nick Hall qui ont formé mon comité de thèse, ont suivi mon travail, et m'ont écouté dans les moments difficiles.

Je tiens à remercier tout particulièrement Gildas Cambon et Patrick Marchesiello pour leur disponibilité, leurs explications, et nos nombreuses conversations qui m'ont éclairé sur les secrets de la modélisation et en particulier de ROMS. Merci pour votre soutien. Vous avez cru en moi, vous m'avez donné confiance en moi, et vous avez su me transmettre votre passion pour l'océanographie et la modélisation. Je suis devenue une ROMS-girl grâce à vous. D'autres essaieront de me convertir à NEMO, mais ce n'est pas gagné d'avance !

Un grand merci à tous mes amis qui m'ont soutenu, supporté et distrait durant cette thèse : Billy, Bouch, Pedro & Pipo, Dinoune, Mélanouille, Beni Beni, Katerina, Milouse, Sarah Bien,... et ma sœur Delphine qui m'a donné un coup de main énorme en fin de thèse !

Et enfin, un merci tout spécial pour mon fils Macéo (qui nous a fait la joie d'arriver à la fin de ma première année de thèse) et son papa Cédric qui m'ont soutenu, encouragé et ont partagé avec moi les moments difficiles de cette aventure.

Merci à vous, et à tous ceux que j'ai oublié !

Elodie Gutknecht

**Shelf/Offshore interactions in the Benguela
upwelling system using a 3-D coupled
physical/biogeochemical model**

PhD Advisor : Isabelle Dadou

Abstract

The main objective of this PhD thesis is the study of the shelf/offshore interactions in the Benguela upwelling system, off South African and Namibian coasts, using a numerical model as well as satellite and *in-situ* data. A **Biogeochemical** model adapted for the **Benguela Upwelling System (BioBUS)**, taking into account the main processes linked with eastern boundary upwelling systems and associated oxygen minimum zones, has been developed and coupled with the ROMS hydrodynamical model, in order to implement a realistic configuration in the Namibian upwelling system (Northern Benguela), the studied area of this PhD thesis.

This PhD thesis contributes to the improvement of the physical/biogeochemical couplings as well as the understanding of the Eastern Boundary Upwelling Systems (EBUS) and their local and regional impact. Nitrogen inputs from the upwelling area to the South Atlantic oligotrophic gyre were estimated ($0.38 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$) and are of the same order as other possible N sources (such as atmospheric deposition, biological fixation, ...) sustaining primary production in the subtropical gyre (from 0.01 to $0.24 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$). Nitrogen losses by denitrification and anammox processes linked with the oxygen minimum zone ($2.2 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$) have the same order of magnitude than N_2O outgasing to the atmosphere ($5.5 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$), however they are underestimated when compared with *in-situ* estimations. Air-sea N_2O fluxes are clearly significant in this area for the atmospheric N_2O budget. Indeed, even if this area represents 1.2% of the EBUS, its estimated N_2O emission contributes to 4% of the EBUS emissions. Furthermore, this PhD thesis shows the important role of mesoscale processes in the nitrogen total transport off the Namibian continental shelf.

*Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiales
18, avenue Edouard Belin – 31401 Toulouse Cedex 9*

Elodie Gutknecht

Interactions côte-large dans le système de l'upwelling du Benguela par modélisation couplée physique/biogéochimique

Directrice de thèse : Isabelle Dadou

Résumé

Le principal objectif de cette thèse est d'étudier les interactions entre l'océan côtier et l'océan ouvert dans la zone de l'upwelling du Benguela, située au large des côtes d'Afrique du Sud et de Namibie, à l'aide d'un outil numérique et de données satellites et *in-situ*. Un modèle biogéochimique adapté à la zone d'étude (BioBUS ; **B**io**g**eochemical model for the **B**enguela **U**pwelling **S**ystem), prenant en compte les processus caractéristiques des systèmes d'upwelling de bord Est et des zones de minimum d'oxygène associées a été développé, puis couplé au modèle hydrodynamique ROMS, afin de mettre au point une configuration réaliste centrée sur le système de l'upwelling de Namibie (sous-système Nord du Benguela), zone d'étude de cette thèse.

Ces travaux de thèse ont permis d'améliorer notre compréhension des systèmes d'upwelling de bord Est (EBUS), notamment leurs impacts locaux et régionaux, ainsi que les couplages physiques/biogéochimiques dans ces systèmes. A l'issue de ces travaux de thèse, les apports d'azote depuis la zone de l'upwelling vers le gyre oligotrophe de l'océan Atlantique Sud ont été estimés ($0.38 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$) et sont comparables aux autres sources d'azote (dépôts atmosphériques, fixation biologique, ...) possibles de soutenir la production primaire dans le gyre subtropical (de 0.01 à $0.24 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$). Les pertes d'azote par dénitrification et anammox liées à la zone de minimum d'oxygène ($2.2 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$) sont du même ordre de grandeur que les pertes par émission de N_2O vers l'atmosphère ($5.5 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$), mais sont sous-estimées par rapport aux quelques estimations *in-situ* dont nous disposons. Les flux de N_2O à l'interface océan-atmosphère dans cette région sont clairement significatifs pour le budget atmosphérique de N_2O . En effet, même si la surface de la zone ne représente pas plus de 1.2% des EBUS, ces émissions de N_2O contribuent à 4% des émissions de N_2O dans les EBUS. Enfin, ces travaux de thèse montrent l'importance des processus à mésoéchelle dans le transport total d'azote au large du plateau continental Namibien.

*Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiales
18, avenue Edouard Belin – 31401 Toulouse Cedex 9*

Table des matières

Introduction	11
1 L'océan Atlantique Sud et le Système de l'Upwelling du Benguela	17
1.1 Introduction	17
1.2 Forçages atmosphériques	18
1.2.1 Anticyclone subtropical et régime de vents	18
1.2.2 Flux de chaleur	24
1.3 Caractéristiques physiques	26
1.3.1 Topographie	26
1.3.2 Circulation de surface	28
1.3.3 Masses d'eau	34
1.3.4 Système de l'upwelling du Benguela	38
1.3.5 Activité mésoéchelle	40
1.3.6 Sources de variabilité de l'océan Atlantique Sud-Est	43
1.3.7 Ondes de Rossby et Ondes de Kelvin	45
1.4 Caractéristiques biogéochimiques	47
1.4.1 Nutriments	48
1.4.2 Phytoplancton et zooplancton	48
1.4.3 Distribution en chlorophylle	50
1.4.4 Productions biologiques primaire et secondaire	53
1.4.5 Zone de minimum d'oxygène, cycle des nutriments et émission de sulfures	57
1.4.6 Emissions de gaz à effet de serre	67
1.5 Changements, tendances physiques et biogéochimiques actuelles	69
1.6 Conclusion	73
2 Outils et méthodes	75

2.1	Modèle couplé physique/biogéochimie	75
2.1.1	Modèle hydrodynamique ROMS	75
2.1.2	La configuration "Namibie"	80
2.1.3	Le modèle biogéochimique BioEBUS	91
2.1.4	Sensibilité et ajustement des paramètres de BioEBUS	107
2.2	Données satellites, données <i>in-situ</i> et analyse préliminaire	109
2.2.1	Données satellites	109
2.2.2	Données <i>in-situ</i> et climatologiques	109
2.2.3	Les données issues de la campagne Galathea III	112
2.2.4	Concentrations de N ₂ O dans la colonne d'eau et flux air-mer de N ₂ O	120
3	Exports d'azote et flux de N₂O à l'interface océan-atmosphère	125
3.1	Introduction	125
3.2	Article : Nitrogen transfers and air-sea N ₂ O fluxes in the Upwelling off Namibia within the Oxygen Minimum Zone: a 3-D model approach (<i>Gutknecht et al.</i> , 2011)	126
3.3	Conclusion	183
4	Cycle saisonnier des principaux traceurs et flux, rôle de la mésoéchelle	185
4.1	Cycle saisonnier des principaux traceurs	185
4.1.1	Vents	185
4.1.2	Température	186
4.1.3	Nitrates, chlorophylle- <i>a</i> et production primaire	187
4.1.4	Biomasse zooplanctonique	190
4.1.5	Oxygène et protoxyde d'azote	191
4.1.6	Nitrification, Dénitrification et Anammox	193
4.1.7	Apports/exports de nitrates, DON et PON	194
4.2	Echanges côte-large : rôle des flux moyens et turbulents	198
4.2.1	Décomposition du terme d'advection totale : termes moyen et turbulent	198
4.2.2	Distribution spatiale des différentes contributions (Flux moyen et turbulent) à l'advection totale des nitrates	200
4.2.3	Transport total des nitrates et rôle de l'activité mésoéchelle	205
4.2.4	Variabilité saisonnière du transport de nitrates (termes moyen et turbulent) sur le plateau et talus continentaux	209
4.2.5	Conclusion	213

Conclusions et Perspectives	215
1. Conclusions	215
2. Perspectives	218
Bibliographie	225
Annexe - Article : Spatial and temporal variability of the remotely sensed chlorophyll- <i>a</i> signal associated with Rossby waves in the South Atlantic Ocean (<i>Gutknecht et al.</i> , 2010)	249

Introduction

Le cycle océanique de l'azote constitue l'un des plus importants et des plus complexes cycles biogéochimiques du globe. Etant un élément limitant de la production biologique dans de nombreux écosystèmes marins, l'azote joue en effet un rôle central dans l'océan. De plus, son cycle océanique influence les autres éléments biogéochimiques, tel que le carbone ou le phosphore (Figure 1). Au cours de la photosynthèse, le phytoplancton fixe le carbone inorganique dissous et assimile les sels nutritifs (nitrates, phosphates, silicates, fer,...) dans les eaux de surface éclairées par le soleil (zone euphotique) afin de synthétiser la matière organique. A la mort des organismes, une partie de la matière organique ainsi synthétisée est dégradée (ou reminéralisée) par les bactéries effectuant l'ammonification puis la nitrification dans la couche euphotique, et l'autre partie est exportée vers les couches profondes où elle sera reminéralisée ou stockée dans les sédiments. Les nutriments des eaux profondes pourront être advectés et/ou diffusés dans la zone euphotique par la circulation océanique et le mélange vertical turbulent, et seront ainsi de nouveau disponibles pour alimenter la croissance du phytoplancton. La "pompe biologique", qui exporte la matière organique sous la thermocline, engendre un appauvrissement des concentrations en nutriments près de la surface et un enrichissement dans les eaux profondes. Elle permet également de stocker sur du long terme une partie du carbone naturel et anthropique dans les eaux de fond et les sédiments océaniques, suite à la chute des organismes et de leurs déchets (ex : pelotes fécales) le long de la colonne d'eau. Les couplages entre la physique et la biogéochimie représentent des éléments clés de cette "pompe biologique", notamment par l'advection et diffusion des nutriments dans la couche euphotique. Ces couplages interviennent sur une grande gamme spatio-temporelle. Les processus à méso/submésoséchelle, du km à quelques centaines de km et du jour à l'année (Dickey, 2003) présentent des structures diverses (filaments, fronts, tourbillons, ondes, ...) et une énergie plus forte que les courants moyens. Ces structures à méso/submésoséchelle se développent dans différentes parties de l'océan (ex : courants de bord Ouest) et tout particulièrement dans les systèmes d'upwelling de bord Est (EBUS : Eastern Boundary Upwelling Systems).

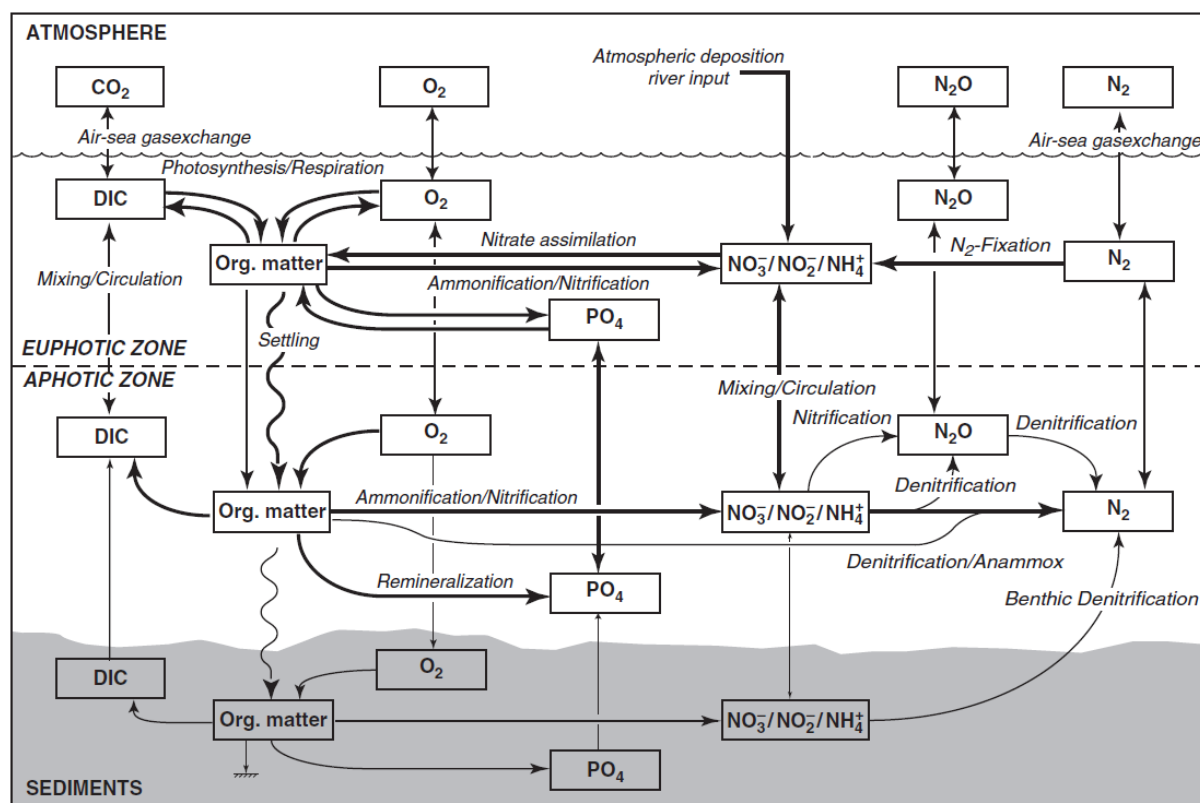


Figure 1: Cycle océanique de l'azote et interactions avec les cycles océaniques de l'oxygène, du carbone et du phosphore, d'après Gruber (2008). DIC représente le pool de carbone inorganique dissous.

Dans les EBUS, les vents Alizés, parallèles à la côte, génèrent un transport horizontal d'Ekman vers le large et une remontée d'eaux profondes, froides et chargées en sels nutritifs le long de la côte. L'arrivée de nutriments dans la couche euphotique permet le développement de nombreux organismes planctoniques et explique ainsi pourquoi les EBUS sont si riches en biomasse et comptent parmi les zones de pêche les plus importantes de l'océan global, avec plus de 20% des prises de pêche mondiales alors que ces EBUS représentent moins de 1% de la surface de l'océan (Fréon *et al.*, 2009 ; Narayan *et al.*, 2010). Les principaux EBUS induits par les vents (Figure 2) sont: le système de Humboldt (Chili et Pérou), le système de Californie (USA et Nord du Mexique), le système Africain/Ibérique (Maroc, Mauritanie, Sénégal et Gambie) et enfin le système de l'upwelling du Benguela (Sud de l'Angola, Namibie et Afrique du Sud), zone d'étude de ma thèse.

La forte productivité biologique du système de l'upwelling du Benguela génère une importante quantité de matière organique qui sédimente le long de la colonne d'eau et forme un sédiment boueux sur le plateau continental. L'intense dégradation bactérienne locale associée à la circulation régionale (transport de masses d'eau appauvries en oxygène originaire d'Angola) produit fréquemment des conditions de faibles concentrations en oxygène dans les eaux sub-euphotiques, favorisant le développement et le maintien d'une zone de minimum d'oxygène (OMZ : Oxygen Minimum Zone) dans la colonne d'eau. Une

perte de nutriments azotés (par les processus de nitrification, dénitrification et anammox) se produit dans ces OMZs, avec émissions de protoxyde d'azote (N_2O) ou diazote (N_2). Dans le sous-système Nord du Benguela, des concentrations très faibles en oxygène et en nitrates sont fréquemment observées au niveau de l'interface eau-sédiment et dans la colonne d'eau. Ces conditions extrêmes favorisent les enrichissements et émissions de sulfure d'hydrogène (H_2S), gaz toxique pour les ressources marines locales.

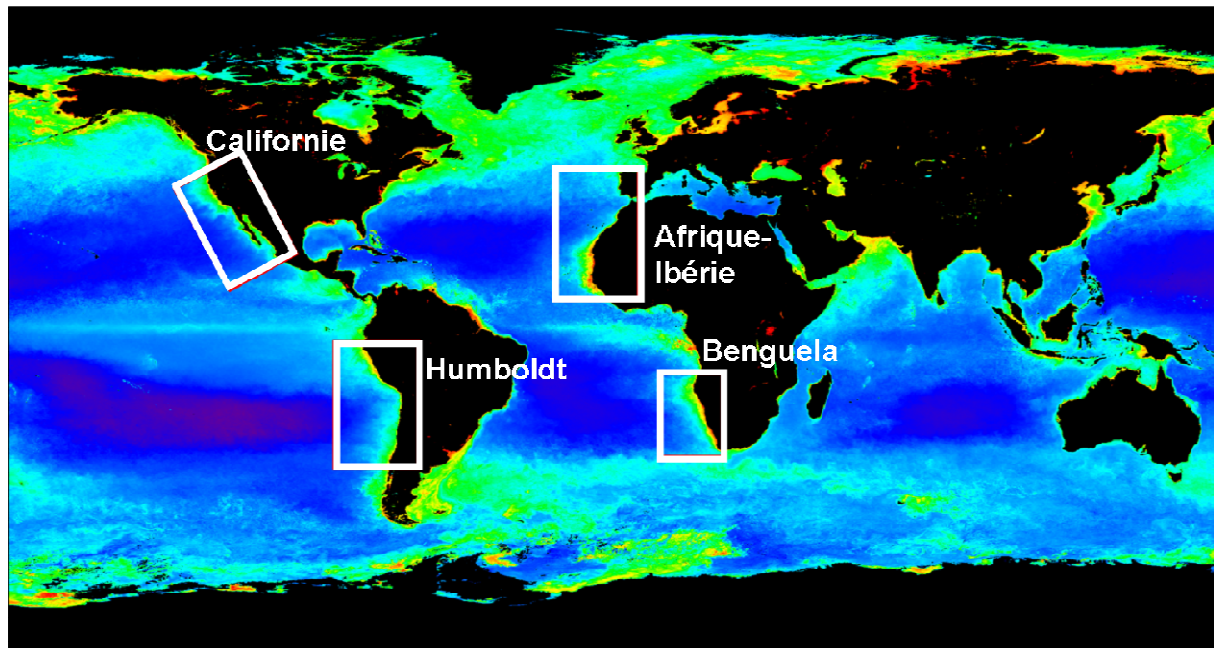


Figure 2 : Localisation des quatre principaux systèmes d'upwelling de bord Est (EBUS). Le fond de carte représente la moyenne annuelle des concentrations en chlorophylle-a de surface issues de SeaWiFS (zones enrichies en vert, pauvres en bleu).

Les cycles océaniques du carbone, de l'azote et de l'oxygène jouent un rôle clé dans l'équilibre des écosystèmes marins mais aussi dans la régulation du climat, par exemple via deux gaz à effet de serre: le dioxyde de carbone (CO_2) et le protoxyde d'azote (N_2O). En effet, depuis le début de l'ère industrielle, l'homme rejette dans l'atmosphère des gaz (dont le CO_2 compte pour plus de la moitié) par ses activités. Ces deux gaz (CO_2 et N_2O) piègent le rayonnement infrarouge émis par la Terre et augmentent ainsi l'effet de serre dans la basse atmosphère. Une partie de cet apport massif anthropique de CO_2 ($6.4 \pm 0.4 \text{ GtC.yr}^{-1}$ pour la période 1990-1999 et $7.2 \pm 0.3 \text{ GtC.yr}^{-1}$ pour la période 2000-2005) est absorbée par les océans ($-2.2 \pm 0.4 \text{ GtC.yr}^{-1}$ pour 1990-1999 et $-2.2 \pm 0.5 \text{ GtC.yr}^{-1}$ pour 2000-2005 ; Denman et al., 2007). Le CO_2 étant un acide, le pH de l'eau de mer tend actuellement à diminuer dans certaines régions, et menace la survie à long terme de beaucoup d'espèces marines (ex : Pörtner et al., 2004 ; Orr et al., 2005 ; Doney et al., 2009). Une autre conséquence concerne le réchauffement climatique qui pourrait ralentir la circulation thermohaline des océans et diminuer l'absorption du CO_2 par l'océan. De même, le N_2O dont le pouvoir réchauffant est

environ 300 fois plus efficace que le CO_2 (Jain *et al.*, 2000; Ramaswamy *et al.*, 2001), est également en augmentation dans l'atmosphère. Cette augmentation est inquiétante car le N_2O n'est détruit que dans la stratosphère, où il peut donner des oxydes d'azote qui interviennent ensuite dans les cycles catalytiques de destruction de l'ozone. Il joue par conséquent un rôle clé dans l'ozone stratosphérique et le budget de chaleur troposphérique (Bange, 2006 ; IPCC - Denman *et al.*, 2007). Cette constatation a stimulé de nombreuses études des processus océaniques de production du N_2O . L'océan constitue une source majeure de N_2O pour l'atmosphère, avec une contribution d'environ 30% dans le bilan de N_2O atmosphérique (Bange, 2006; Denman *et al.*, 2007). Les upwellings côtiers, où se produisent les processus liés aux OMZs et affectant le cycle du N_2O (nitrification et dénitrification), peuvent contribuer jusqu'à 50% des sources océaniques (Bange, 2008). Depuis les dernières décennies, les OMZs se sont étendues à cause d'une tendance à la stratification plus importante des eaux océaniques et à la diminution de la ventilation des océans (Stramma *et al.*, 2008, 2010). Cette augmentation des OMZs est plus importante dans les zones côtières que dans l'océan ouvert (Gilbert *et al.*, 2010). L'intensification et l'expansion des OMZs actuellement observée dans les EBUS pourrait conduire à une augmentation considérable des pertes océaniques d'azote et des émissions de N_2O vers l'atmosphère (Codispoti *et al.*, 2001; Naqvi *et al.*, 2010). Cette expansion pourrait également avoir des conséquences environnementales et écologiques majeures et, altérer les cycles de l'azote et du carbone dans l'océan global (Peña *et al.*, 2010). Actuellement, ces OMZs sont mal représentées dans les modèles tridimensionnels de l'océan global en raison d'une résolution horizontale inadéquate et de la non prise en compte des processus clés associés aux OMZs.

A l'échelle de l'océan global, de grandes incertitudes demeurent actuellement dans notre compréhension du cycle océanique de l'azote et du carbone. Ainsi, dans les gyres oligotrophes (océan ouvert pauvre en nutriments), des inconnues persistent sur les sources de nutriments (Charria *et al.*, 2008a): 1/ transport d'Ekman de matière organique lentement reminéralisée depuis les bords du gyre, 2/ transport de nutriments par l'activité mésoéchelle, 3/ fixation biologique du diazote (N_2), 4/ dépôt atmosphérique de poussière. Ces zones d'upwelling de bord Est pourraient donc jouer un rôle majeur dans le cycle de l'azote global. Les nutriments provenant de l'upwelling ainsi que la matière organique en excès, non utilisée dans la chaîne alimentaire, peuvent être advectés vers l'océan ouvert par différents processus couplés: transport d'Ekman, filaments, tourbillons, ondes,... et peuvent alimenter les gyres oligotrophes (Pelegri *et al.*, 2006). Dans l'océan Atlantique Sud, cette source d'azote par le système de l'upwelling du Benguela pourrait être importante en raison de l'extension réduite de ce bassin. Ainsi nous ne connaissons pas l'importance de l'un des upwellings les plus productifs de l'océan global, comme source d'azote pour l'océan ouvert. De nombreuses structures à mésoéchelle jouent un rôle essentiel dans la redistribution des nutriments et de la matière organique et participent largement aux échanges entre la zone côtière et l'océan ouvert. En effet, les couplages hautement non linéaires entre la dynamique et l'activité biologique à mésoéchelle peuvent être responsables de grandes variations dans les distributions des traceurs biogéochimiques.

A l'aide de modélisation couplée physique/biogéochimique, l'objectif de ces travaux de thèse consiste à améliorer la compréhension des écosystèmes d'upwelling de bord Est et leur impact local et régional. Trois points sont spécifiquement étudiés : 1/ Estimer l'impact de ce

système d'upwelling sur les apports d'azote vers le gyre oligotrophe de l'océan Atlantique Sud en prenant en compte les pertes d'azote (par dénitrification et anammox) liées à l'OMZ ; 2/ Quantifier les flux de gaz à effet de serre (N_2O) à l'interface océan-atmosphère dans la zone de l'upwelling du Benguela ; 3/ Evaluer le rôle des processus à mésoéchelle dans le transport total d'azote entre la zone de l'upwelling du Benguela et l'océan ouvert.

Pour répondre à ces différentes questions, le manuscrit de thèse est organisé de la manière suivante :

- le Chapitre 1 décrit les principales caractéristiques physiques et biogéochimiques du système de l'upwelling du Benguela utiles pour comprendre et interpréter les résultats de cette étude.
- le Chapitre 2 présente le modèle couplé physique/biogéochimie mis au point, les travaux d'ajustement et de validation du modèle, ainsi que les données satellites et *in-situ* utilisées dans ce travail.
- le Chapitre 3 se présente sous la forme d'un article soumis au journal Biogeosciences. Les performances du modèle sont évaluées en utilisant différents paramètres statistiques. Le bilan annuel d'azote est étudié dans la zone de Walvis Bay afin de mettre en évidence les principaux flux d'azote, d'estimer l'importance du transfert d'azote entre la côte et la partie Est du gyre subtropical de l'Océan Atlantique Sud comparé aux autres sources d'azote pour l'océan ouvert, d'évaluer la perte d'azote par les processus anoxiques de dénitrification et anammox, et enfin de déterminer les émissions océaniques de N_2O vers l'atmosphère.
- le Chapitre 4 consiste en une analyse plus détaillée du bilan annuel d'azote afin de comprendre le rôle des processus à mésoéchelle dans le transport total d'azote entre la zone de l'upwelling du Benguela et l'océan ouvert, la variabilité saisonnière du transport sur le plateau continental Namibien ainsi que le cycle saisonnier des principales composantes du système du Benguela (température, salinité, nutriments, oxygène, productions,...).

Comprendre les transferts d'azote du système de l'upwelling du Benguela vers le bassin du Cap et plus largement vers la partie Est du gyre oligotrophe de l'océan Atlantique Sud est nécessaire dans de nombreux contextes, allant de l'étude de la biomasse marine au climat jusqu'à la gestion des ressources halieutiques. Ainsi, cette thèse fait partie intégrante d'un projet européen dans lequel notre équipe est impliquée depuis 2008: le programme d'étude des impacts du changement climatique global sur les écosystèmes marins MEECE FP7 (Marine Ecosystem Evolution in a Changing Environment ; www.meece.eu), work package WP3: Ecosystem response to climate scale drivers. Notre rôle dans ce projet consistait à mettre au point un modèle couplé physique/biogéochimie en configuration réaliste adapté à la zone de l'upwelling du Benguela. Ce modèle est ensuite forcé par les scénarios climatiques de type IPCC afin d'étudier l'impact du changement climatique global sur les composantes clés comme la température, les nutriments, l'oxygène, la biomasse, les émissions de gaz à effet de serre. Ces sorties alimenteront des modèles de réseaux trophiques supérieurs afin d'étudier les rétroactions sur les ressources marines dans la dernière partie du projet MEECE. Mon travail de thèse s'insère dans un cadre plus large, au sein du programme SOLAS, notamment son axe stratégique à moyen terme sur les OMZs.

Chapitre 1

L'océan Atlantique Sud et le Système de l'Upwelling du Benguela

Dans ce premier chapitre, les caractéristiques de l'océan Atlantique Sud et plus particulièrement du système de l'upwelling du Benguela vont être brièvement présentées afin de dégager les particularités de la zone d'étude qui seront utilisées dans les chapitres suivants. La thématique de ce travail de thèse étant les couplages physiques/biogéochimiques, les forçages atmosphériques (vents et flux de chaleur), les propriétés physiques (bathymétrie, courants, hydrographie, cellules d'upwelling,...) ainsi que les propriétés biogéochimiques (production primaire, reminéralisation, anoxie,...) de la zone géographique considérée sont introduites dans ce chapitre.

1.1 Introduction

L'océan Atlantique est l'un des cinq océans de la Terre. Sa superficie de $1.06 \cdot 10^8 \text{ km}^2$ (en incluant les mers adjacentes ; *Tomczak and Godgrey*, 1994) couvre approximativement 1/5^{ème} de la surface de la Terre, et en fait le 2^{ème} océan derrière l'océan Pacifique, mais il est le seul à recevoir des eaux froides boréales. Sa profondeur moyenne est proche de 3330 m (en incluant les mers adjacentes), bien que ses plaines abyssales se situent toutes à plus de 5000 m de profondeur.

L'océan Atlantique est partagé entre l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud, au niveau de la zone de fracture de la Romanche vers l'équateur. L'océan Atlantique Sud s'étend jusqu'à l'océan Austral (~60°S). Il est borné à l'Ouest par l'Amérique du Sud et le passage de Drake, et à l'Est par l'Afrique et l'océan Indien. La partie Est de l'océan Atlantique Sud se caractérise par la zone de l'upwelling du Benguela, située au large des côtes de Namibie et d'Afrique du Sud, et s'étendant du Cap de Bonne Espérance (34°S) à Cape Frio (18°S). Ce

système d'upwelling, lieu d'étude de ma thèse, constitue l'un des quatre principaux systèmes d'upwelling de bord Est (EBUS: Eastern Boundary Upwelling System) induit par les vents (*Hill et al.*, 1998), avec le courant de Humboldt (Chili/Pérou), le système de Californie et le système Nord Africain/Ibérique.

Les pêches le long de la côte Ouest de l'Afrique du Sud (ou système de l'upwelling du Benguela) étant d'une importance économique majeure, d'importants moyens scientifiques ont été déployés par les instituts de recherche marine Sud-Africains et internationaux (Benguela Environment Fisheries Interaction and Training Programme - BENEFIT, "Namibia Gas" - NAMIBGAS, Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System - GENUS, ...) pour comprendre le fonctionnement de l'écosystème du Benguela. Ces efforts ont conduit à des études des processus tant physiques que biogéochimiques durant les trois dernières décennies. Il résulte de ces études une description détaillée du système, et des avancées significatives réalisées dans la compréhension des principaux processus qui le caractérisent.

1.2 Forçages atmosphériques

Les forçages atmosphériques, caractérisés par les tensions de vent et les flux de chaleur, sont essentiels dans le développement et le maintien de la circulation océanique. En effet, les principaux gyres anticycloniques existent grâce au développement d'une circulation d'Ekman forcée par le vent, puis au maintien des équilibres géostrophiques. De même, la circulation thermohaline est maintenue grâce à l'existence de zones de convection profonde dont la majorité se situe dans la partie Nord de l'océan Atlantique. La plongée des eaux de surface vers les eaux profondes à ces latitudes est directement liée au refroidissement des eaux de surface dû à des flux net de chaleur négatifs à la surface (perte de chaleur par l'océan), une évaporation intense en surface (forçages atmosphériques), un apport de sel provenant de la mer Méditerranée, mais aussi à l'excès local de sel par formation de glace. Les forçages atmosphériques constituent aussi les conditions limites à l'interface océan-atmosphère pour les modèles de circulation océanique (voir Section 2.1.2 du chapitre suivant).

1.2.1 Anticyclone subtropical et régime de vents

La circulation atmosphérique de l'océan Atlantique Sud est régie par l'Anticyclone de l'Atlantique Sud (Figure 1.1), plus connu sous le nom d'Anticyclone de Sainte-Hélène. Il désigne la région subtropicale où en moyenne se trouve une large zone de haute pression atmosphérique. L'Anticyclone Subtropical est présent toute l'année, avec une faible variation saisonnière comparée à l'Anticyclone de l'Atlantique Nord. L'Anticyclone Atmosphérique Subtropical se déplace d'environ 5° en latitude entre l'été et l'hiver austral, avec une position plus au Sud en été (anticyclone centré sur 32°S – 5°W, et pression maximale de 1021 hPa) et un déplacement vers le Nord-Ouest en hiver accompagné d'une augmentation de la pression (27°S – 10°W, et pression maximale de 1025 hPa) (*Peterson and Stramma*, 1991 ; *Shannon and O'Toole*, 1999 ; *Lass and Mohrholz*, 2008) (Figure 1.2). La circulation autour de cette zone de haute pression tourne dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (hémisphère

Sud), du fait de la force de Coriolis. La haute pression dans le centre du gyre est bordée au Sud par les vents d'Ouest et au Nord par les Alizés (Figure 1.1).

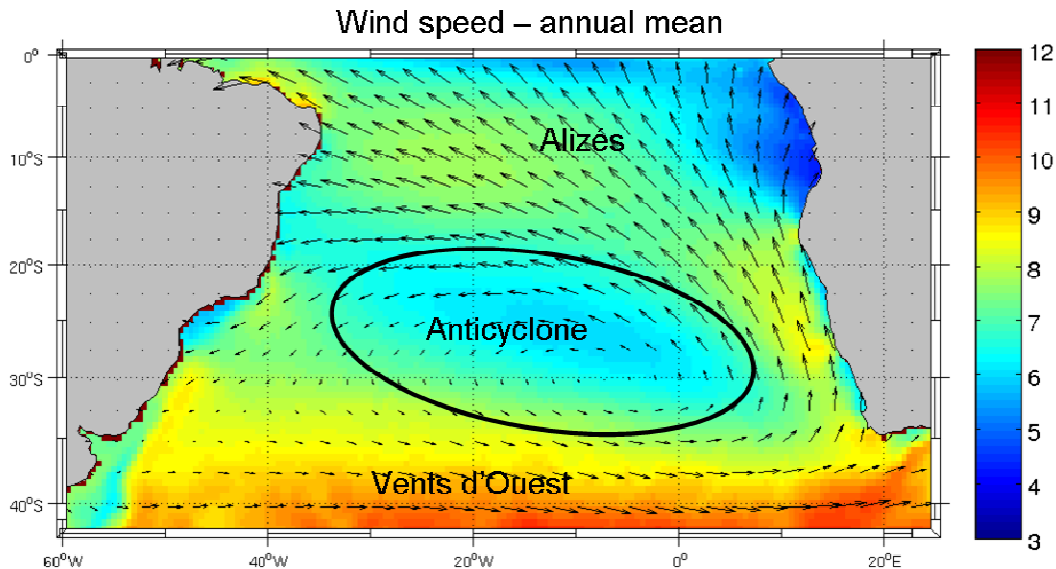


Figure 1.1: Moyenne annuelle de la vitesse du vent ($m.s^{-1}$) issue de la climatologie mensuelle QuikSCAT.

Les vents d'Ouest sont observés entre 40°S et 60-65°S en moyenne annuelle. La composante zonale du stress du vent est très importante au Sud de 35°S, avec des valeurs de 0.2 Pa (*Lass and Mohrholz, 2008*), alors que la composante méridienne est très faible. La circulation est un peu plus intense en hiver austral qu'en été (*Tomczak and Godfrey, 1994*) (Figure 1.2). Les Alizés sont des vents dirigés du Sud-Est vers le Nord-Ouest, mais leur direction est de plus en plus zonale lorsqu'ils se rapprochent de l'équateur (Figure 1.1). La composante zonale de la tension des vents du Sud-Est est négative, alors que la composante méridienne est très positive, avec des valeurs allant jusqu' à 0.1 Pa dans la zone du Benguela (*Lass and Mohrholz, 2008*). Ils sont présents et réguliers toute l'année dans la zone subtropicale de l'océan Atlantique Sud avec des variations saisonnières de leur position, qui suivent le déplacement latitudinal saisonnier de l'Anticyclone Subtropical. La limite Nord de ce régime de vent est définie par la position de la Zone de Convergence Intertropicale, qui contrôle la mousson africaine. La variation latitudinale saisonnière de la zone de convergence subtropicale suit également celle de l'Anticyclone Subtropical de l'Atlantique Sud. Elle s'étend le long de l'équateur avec un minimum de pression de 1011 hPa en été austral (Juillet) et un déplacement vers le Nord (~10°N) en hiver austral (Juillet), lorsque la pression atmosphérique à la surface de l'océan est d'environ 1015 hPa le long de l'équateur (*Lass and Mohrholz, 2008*).

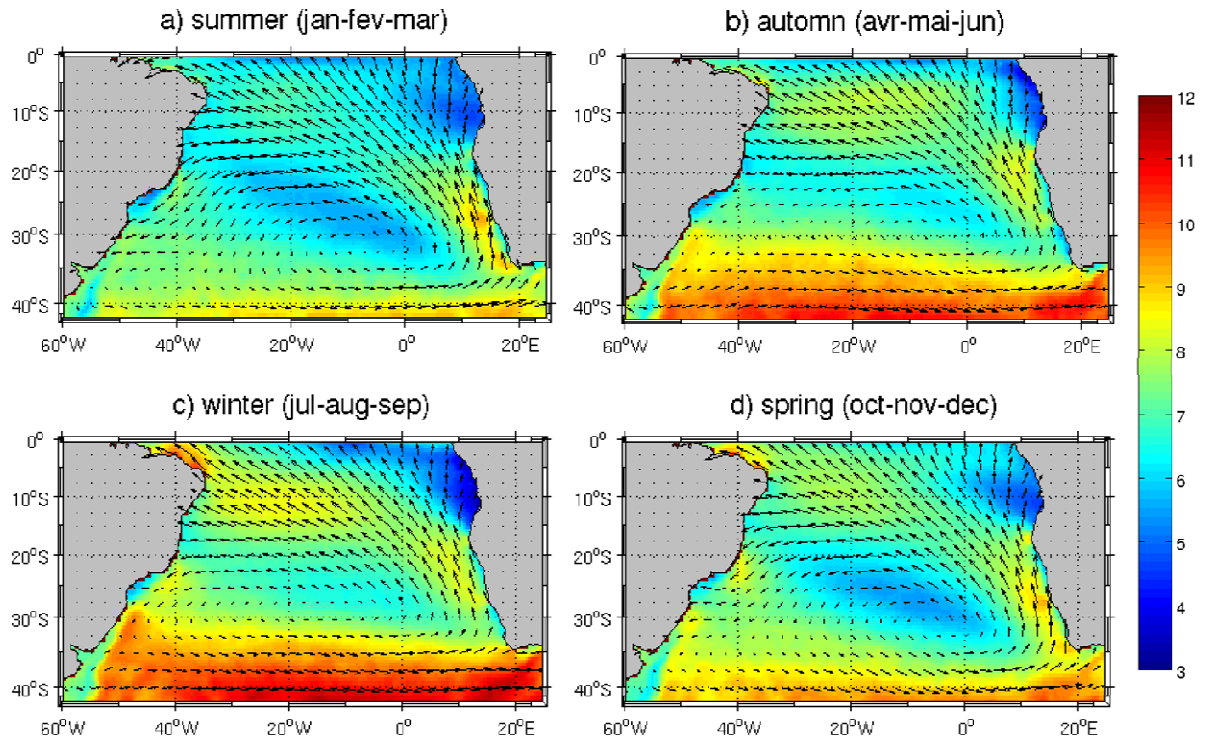


Figure 1.2: Variation saisonnière du vent ($m.s^{-1}$) issu de la climatologie mensuelle QuikSCAT: a) été austral (Janvier-Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre).

Les vents influencent significativement la région du système de l'upwelling du Benguela à différentes échelles spatio-temporelles, allant de la grande échelle pour les processus à longue période et à petite échelle pour les événements locaux de seulement quelques heures. Au niveau de la zone du Benguela, les Alizés sont gouvernés par trois structures à grande échelle (Shannon and O'Toole, 1999; Penven, 2000) (Figure 1.3a): l'Anticyclone Subtropical de l'Atlantique Sud qui est guidé par la ligne de côte du continent Africain, dont la nature désertique agit comme une barrière thermique (Nelson and Hutchings, 1983); les cyclones générés par les perturbations des vents d'Ouest; et le système de pression au-dessus du continent qui est influencé par l'Anticyclone de l'océan Indien. Les Alizés parallèles à la côte génèrent un transport horizontal d'Ekman vers le large et une remontée d'eaux profondes le long de la côte Africaine. La variation latitudinale saisonnière de l'Anticyclone de l'océan Atlantique Sud et de l'océan Indien, ainsi que les interactions avec le système de basse pression atmosphérique continental et la couverture nuageuse associée (Figure 1.3a), modulent l'intensité de l'upwelling à la côte (Hutchings et al., 2009).

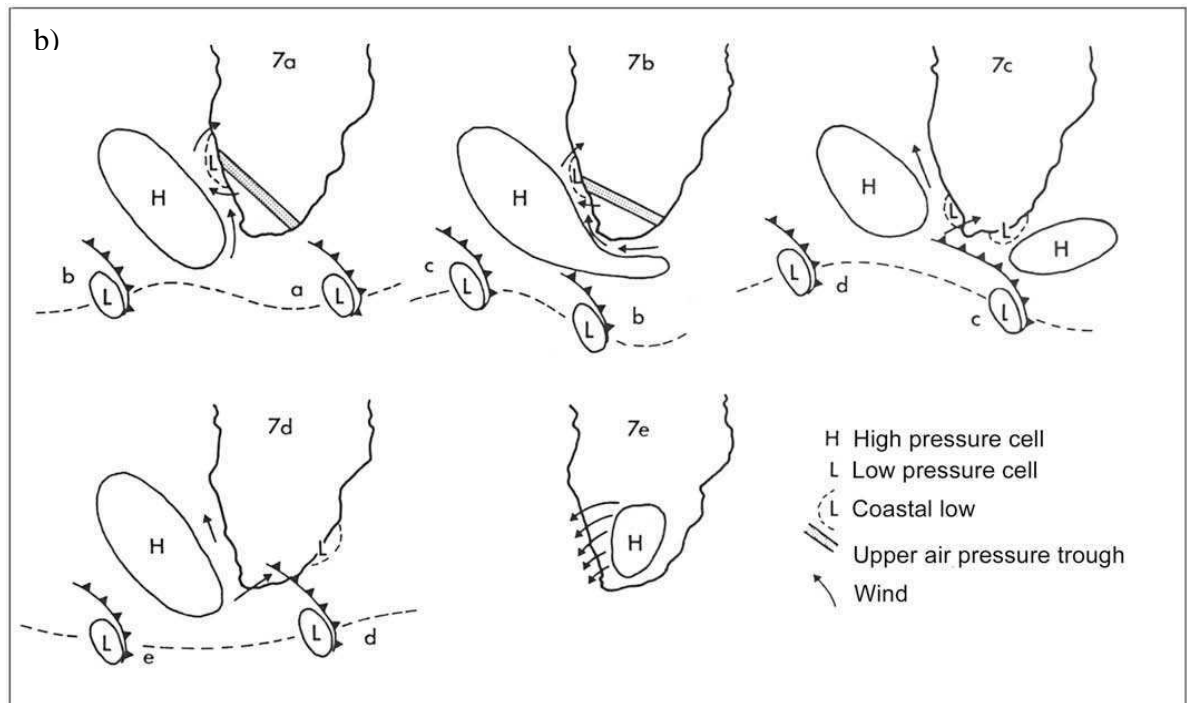
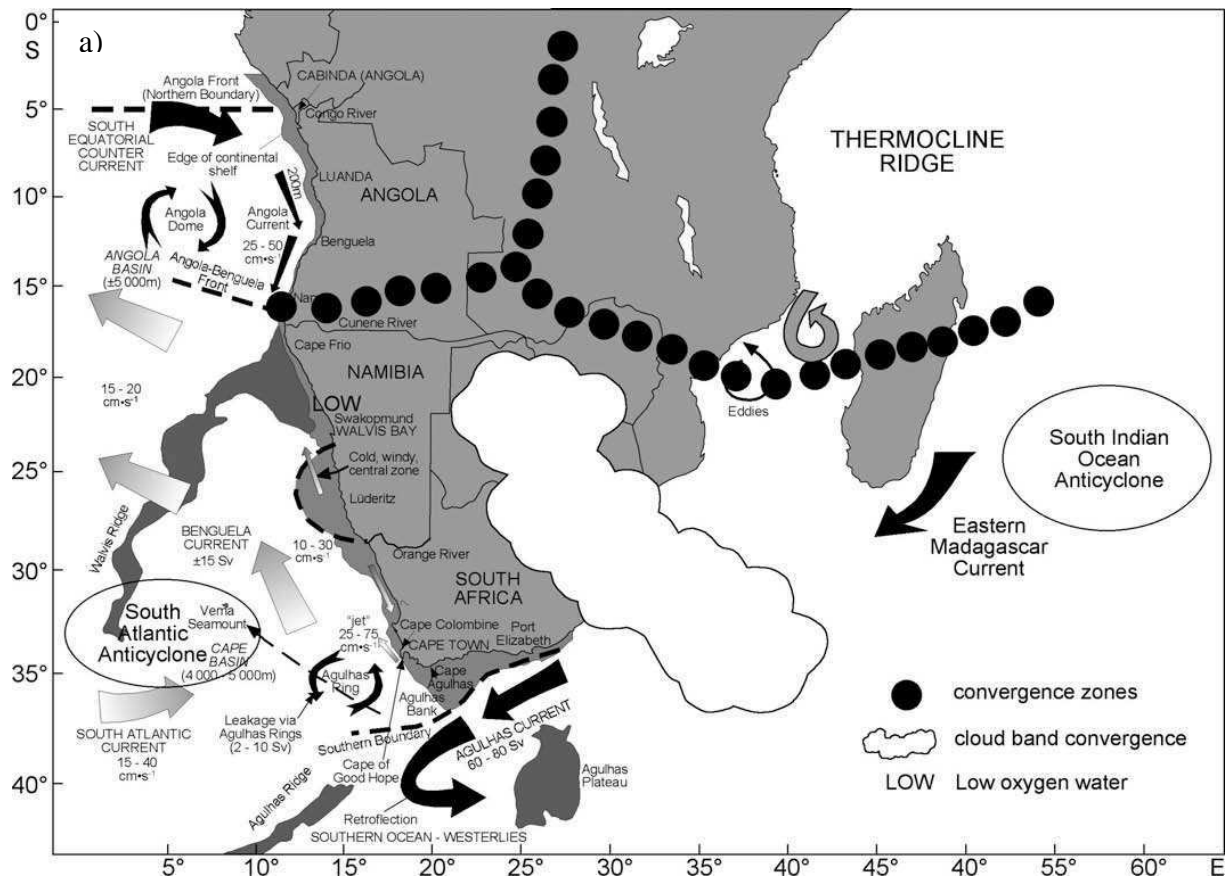


Figure 1.3: a) Structures atmosphériques de grande échelle influençant le système de l'upwelling du Benguela, et b) passage de cyclones associés aux vents d'Ouest. D'après Hutchings et al. (2009).

Dans la zone du Benguela, les Alizés présentent un maximum d'intensité et de tension méridienne au niveau de Cape Point (34°S) en été austral et, Lüderitz (27°S) et Cape Frio (18°S) toute l'année (Figure 1.4, *Lass and Mohrholz*, 2008). Entre ces trois zones, la vitesse ainsi que la tension méridienne des vents sont un peu moins intenses (*Lass and Mohrholz*, 2008). Dans le système de l'upwelling du Benguela, les vents possèdent un rotationnel négatif sur une bande côtière d'environ 200 km de large (*Lass and Mohrholz*, 2008). Au niveau de l'Angola, l'intensité des vents décline et un changement de direction est observé (Figure 1.4 ; *Hutchings et al.*, 2009). Dans la moitié Nord du Benguela, les Alizés favorables à l'upwelling persistent toute l'année, surtout vers Lüderitz et Cape Frio (Figure 1.2). Toutefois, ils soufflent plus forts en hiver austral qu'en été (*Lass and Mohrholz*, 2008). En revanche dans la partie Sud du Benguela, le système de vents présente une variabilité saisonnière importante puisque la transition entre les Alizés et les vents d'Ouest se situe en moyenne annuelle vers 31°S avec une variabilité saisonnière (*Shannon and O'Toole*, 1999 ; *Lass and Mohrholz*, 2008). De plus, au Sud du continent Africain, le passage de cyclones associés aux vents d'Ouest et advectés vers l'Est génère un signal qui se propage dans la partie Sud du Benguela (*Hutchings et al.*, 2009) (Figure 1.3b). En hiver austral, le déplacement vers le Nord du système de pression atmosphérique présente une grande influence au Sud de 31°S, où les Alizés s'affaiblissent et les vents d'Ouest sont plus fréquents. L'effet des cyclones peut être assez important à cette saison, avec le passage de tempêtes durant quelques heures, avec des cycles de trois à six jours (*Nelson and Hutchings*, 1983). En été, les Alizés sont en revanche fortement présents dans la partie Sud du Benguela. L'effet des cyclones est généralement faible, se manifestant seulement par un affaiblissement de l'Anticyclone Atlantique Sud et un relâchement des Alizés le long de la côte. D'une manière générale, dans la partie Sud de Benguela, le signal saisonnier est très marqué, avec une période d'upwelling intense au printemps et en été (*Strub et al.*, 1998) et un relâchement en hiver. Les événements d'upwelling se caractérisent par une série de courtes impulsions sur des périodes d'une semaine.

Les vents à Lüderitz montrent une variabilité décennale importante (Figure 1.5b ; *Hutchings et al.*, 2009), avec des Alizés particulièrement intenses en 1966-1971, 1976-1989 et 1997/1998, alors que les vents semblent plus faibles en 1960–1975 et de 1990 à 2006. Cette variabilité coïncide avec les anomalies de SST dans le sous-système Nord du Benguela qui montrent un cycle décennal prononcé (Figure 1.5a).

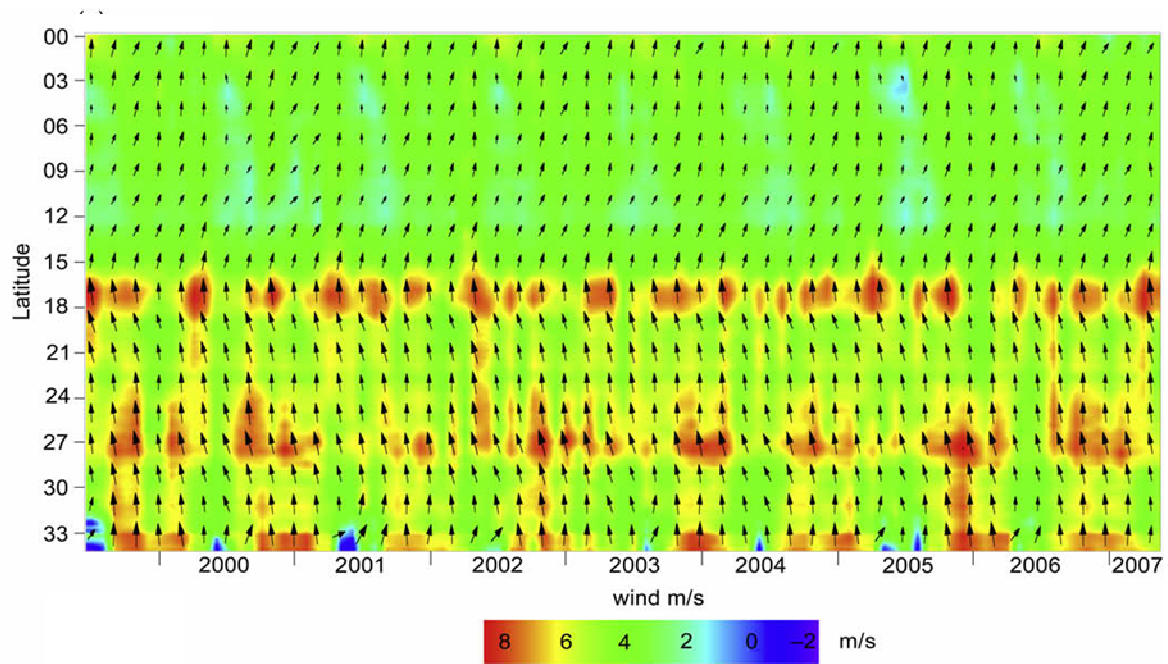


Figure 1.4: Intensité et direction du vent (cm.s^{-1}) issu de QuikSCAT, montrant des maxima à 17°S, 27°S et 34°S et un déclin brutal au Nord de 16°S, d'après Hutchings et al. (2009).

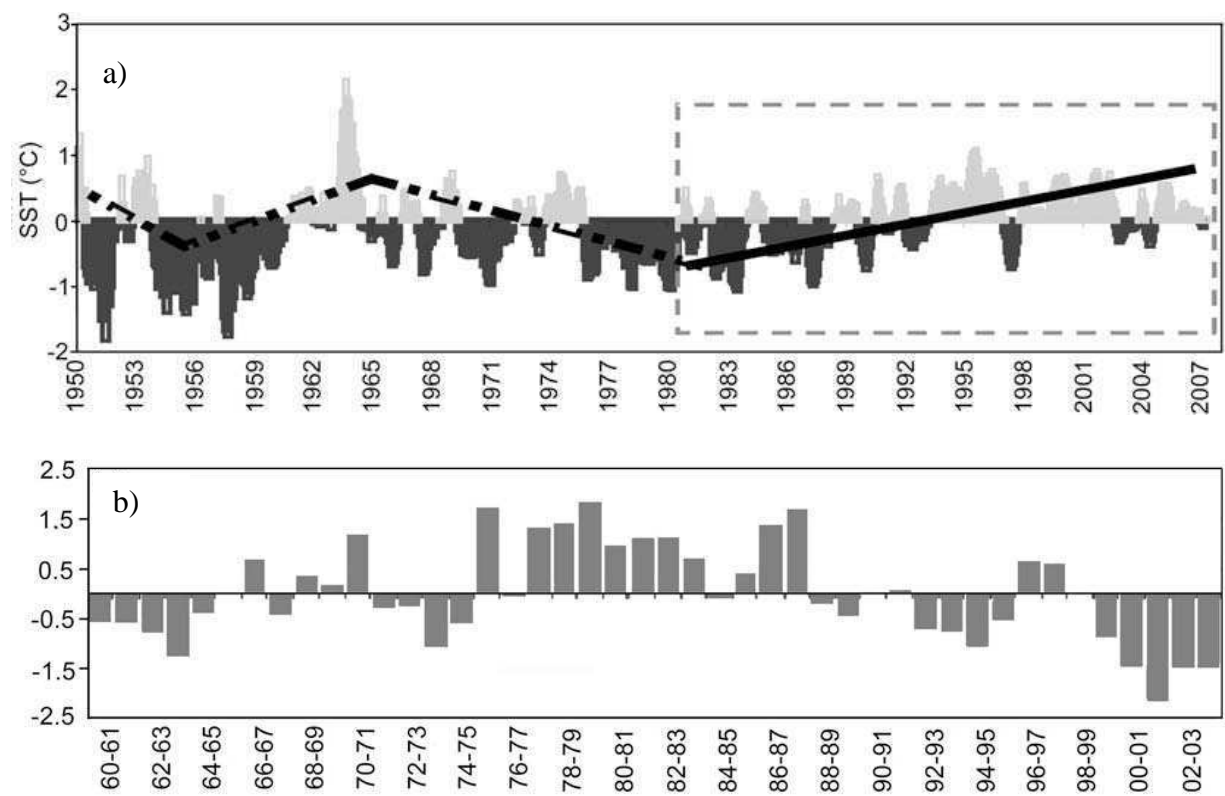


Figure 1.5: a) Anomalies de SST entre 22°S et 24°S, issues des données satellite et de COADS, montrant une variabilité décennale marquée, étroitement liée au schéma des vents. b) Anomalies des vents à Lüderitz (26°S). D'après Hutchings et al. (2009).

1.2.2 Flux de chaleur

Les flux nets de chaleur à l'interface océan-atmosphère sont déterminés par quatre composantes: le flux radiatif "short wave" dû au rayonnement solaire qui pénètre les couches de surface de l'océan, le flux infrarouge dit "long wave" émis de la Terre vers l'atmosphère et reçu par l'atmosphère (nuages, ...), le flux de chaleur latente dû aux processus de condensation/évaporation à l'interface océan-atmosphère, et enfin le flux de chaleur sensible dû à la conduction de chaleur entre océan et atmosphère. Ces deux derniers types de flux de chaleur (latent et sensible) représentent des flux de chaleur turbulents. La somme de ces quatre termes détermine donc le bilan de chaleur à l'interface océan-atmosphère (Figures 1.6 et 1.7).

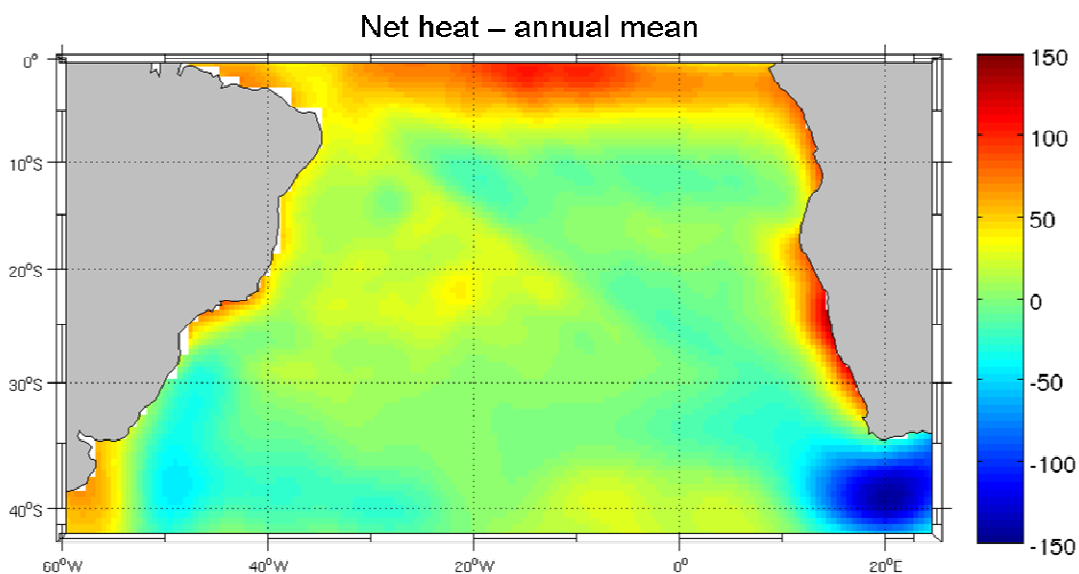


Figure 1.6: Moyenne annuelle du flux de chaleur net à la surface de la mer (W.m^{-2}) issu de la climatologie mensuelle COADS (Da Silva et al., 1994).

Dans la zone tropicale de l'Atlantique Sud, l'océan absorbe un excès de chaleur (flux positif) pouvant atteindre plus de 100 W.m^{-2} en moyenne annuelle (Figure 1.6). Ce gain de chaleur est important le long de la bande équatoriale et près des côtes des continents. Toutefois, il est beaucoup plus important le long des côtes Africaines que des côtes Sud Américaines (Lass and Mohrholz, 2008). Dans la zone de l'upwelling du Benguela, le flux de chaleur moyen annuel à l'interface océan-atmosphère présente les valeurs positives les plus fortes de l'océan Atlantique Sud (Figure 1.6). Cette particularité est liée aux eaux froides de l'upwelling advectées par le courant du Benguela. Lorsque celui-ci quitte la côte Africaine au niveau de la zone du front Angola/Benguela vers 18°S , ces eaux froides ($\sim 18^\circ\text{C}$) alimentent le courant Sud Equatorial, formant ainsi une langue d'eau froide dans l'océan Atlantique Tropical Sud-Est qui accumule la chaleur. En effet, les eaux de la couche de mélange se réchauffent lentement tout en traversant l'Atlantique Sud en direction du Brésil, jusqu'à une température moyenne

de surface de 28°C (*Lass and Mohrholz, 2008*). En revanche, sur le bord Ouest du bassin, le courant du Brésil advecte des eaux chaudes jusqu'à la région de confluence avec le courant des Malouines (branche Nord du courant Circumpolaire). Par cette circulation anticyclonique, l'océan Atlantique Sud transporte l'énergie absorbée au niveau des tropiques vers les moyennes et hautes latitudes où il la restitue à l'atmosphère (flux négatif), jouant ainsi son rôle de régulateur thermique.

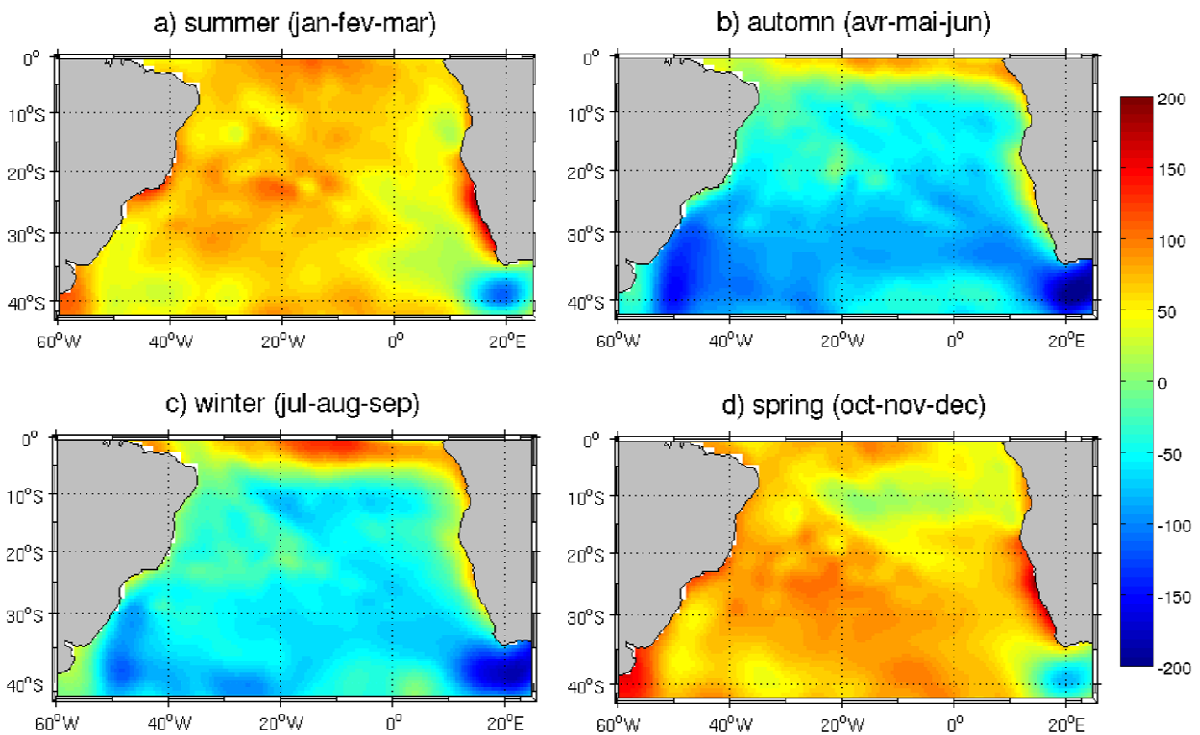


Figure 1.7: Variation saisonnière du flux de chaleur net à la surface de la mer (W.m^{-2}) issu de la climatologie mensuelle COADS (*Da Silva et al., 1994*): a) été austral (Janvier-Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre).

En moyenne, le flux de chaleur annuel à l'interface océan-atmosphère est positif (Figure 1.6) à l'échelle de l'océan Atlantique Sud, bien que les variations saisonnières soient importantes (Figure 1.7). L'océan Atlantique Sud représente donc un gain de chaleur pour l'océan global. La zone de l'upwelling du Benguela joue un rôle important dans la régulation thermique du système océan-atmosphère de l'Atlantique Sud et dans le système climatique global, mais est aussi très vulnérable face au changement et à la variabilité climatique (*Shannon, 2006*).

L'océan Atlantique joue un rôle important sur la thermodynamique du système océan-atmosphère par son transport méridien de chaleur. Dans l'océan Atlantique Sud le flux de chaleur est dirigé du pôle Sud vers l'équateur (*Shannon, 2006 ; Lass and Mohrholz, 2008*), c'est à dire vers la source chaude superficielle, alors que le transport de chaleur se fait en

général des régions chaudes vers les régions froides. Pour comprendre les causes de cette circulation océanique particulière ainsi que ses relations avec la circulation générale atmosphérique, le programme WOCE (World Ocean Circulation Experiment) a coordonné la mise en place d'observations dans l'océan Atlantique Sud. Un programme de modélisation associé, le projet MOCA (Modélisation de la Circulation dans L'Atlantique), a été engagé sur l'étude de cette dynamique et de ces transports. De plus, le programme expérimental PIRATA (Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic) a été mis en place en 1997 dans l'océan Atlantique Tropical (*Servain et al.*, 1998) afin de comprendre les mécanismes de forçage et de couplage entre les composantes atmosphériques et océaniques sur l'Atlantique tropical, et en particulier les mécanismes de contrôle de la température de surface de la mer (SST) et des flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère.

1.3 Caractéristiques physiques

1.3.1 Topographie

Pour comprendre et interpréter la dynamique de cet océan, la bathymétrie de cette région représente aussi un élément essentiel car elle conditionne la circulation océanique. Avec une profondeur moyenne proche de 3330 m, l'océan Atlantique apparaît comme un océan peu profond en comparaison des océans Indien et Pacifique, principalement à cause des plateaux continentaux et de ces mers adjacentes qui recouvrent plus de 13% de la surface de l'océan Atlantique. Les océans Atlantique Sud et Nord sont délimités par la zone de fracture de la Romanche (Figure 1.8a). L'océan Atlantique Sud est séparé en deux par une chaîne montagneuse sous-marine, la dorsale médio-Atlantique. Cette dorsale et des dorsales transverses (la dorsale du Rio Grande, la ride de Walvis et le seuil de Guinée) divisent l'océan Atlantique Sud en cinq principaux bassins: les bassins Brésilien, Argentin, de Guinée, de l'Angola et enfin le bassin du Cap au large de la zone de l'upwelling du Benguela, lieu d'étude de ma thèse.

Au large de la côte Ouest de l'Afrique (Figure 1.8b), le plateau continental est assez large dans la partie Nord de l'Angola. Il devient très étroit au Sud de l'Angola (~20 km) et s'élargit à nouveau au niveau de la Namibie. Il se rétrécit au Sud de Lüderitz (largeur de 75 km). Le plateau continental s'élargit ensuite vers le Sud, avec une largeur maximale de 180 km au large de la rivière Orange (29°S). Plus au Sud se trouve la large Baie de Sainte-Hélène (près de Cape Columbine), puis le plateau se rétrécit au niveau de Cape Peninsula près de Cape Town (largeur de 40 km). Au niveau de la pointe de l'Afrique du Sud, le Banc des Aiguilles se caractérise par un plateau continental particulièrement large (~250 km à 21°E au large de Cape Agulhas). Le plateau se rétrécit ensuite jusqu'à Port Elizabeth.

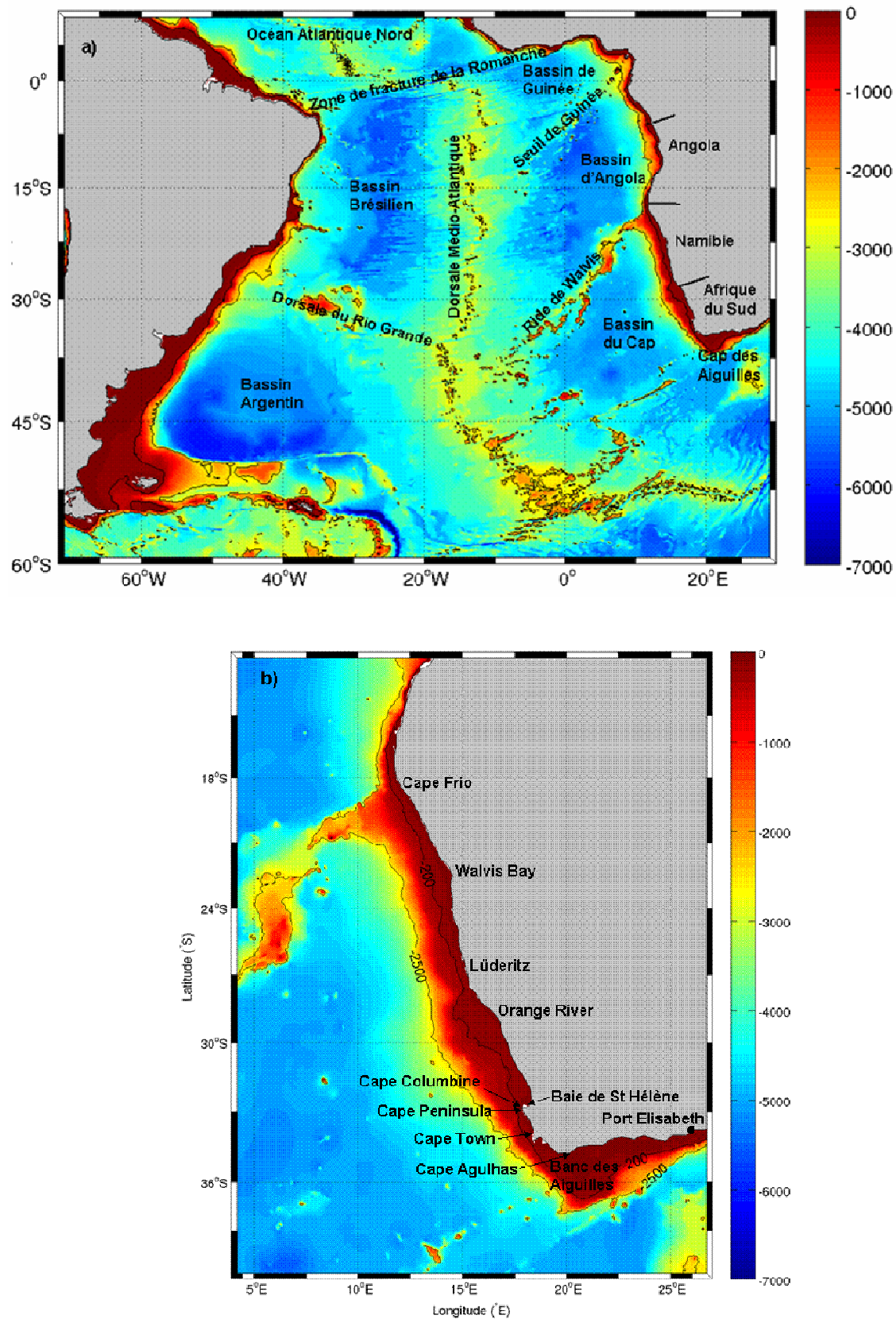


Figure 1.8: Topographie (m) de l'océan Atlantique Sud (a) et zoom sur la zone de l'upwelling du Benguela (b) issue de GEBCO 1'. Les iso-contours 200 et 2500 m de profondeur sont indiqués en noir.

1.3.2 Circulation de surface

La convergence du transport d'Ekman lié aux Alizés et aux vents d'Ouest génère une élévation du niveau de la mer dans l'Atlantique Subtropical qui induit une circulation de surface anticyclonique. Le Gyre Subtropical de l'océan Atlantique Sud est délimité au Nord par le courant Sud Equatorial dirigé vers le Nord-Ouest, à l'Ouest par le courant du Brésil dirigé vers le pôle, au Sud par le courant Sud Atlantique s'écoulant vers l'Est, et à l'Est par le courant du Benguela dirigé vers l'équateur (*Lass and Mohrholz, 2008 ; Figure 1.9*). Dans cette section, les courants de la partie Sud-Est de l'océan Atlantique Sud sont détaillés car ils nous intéressent particulièrement pour l'étude de la zone de l'upwelling du Benguela. Nous commencerons par détailler la dynamique d'un upwelling de bord Est.

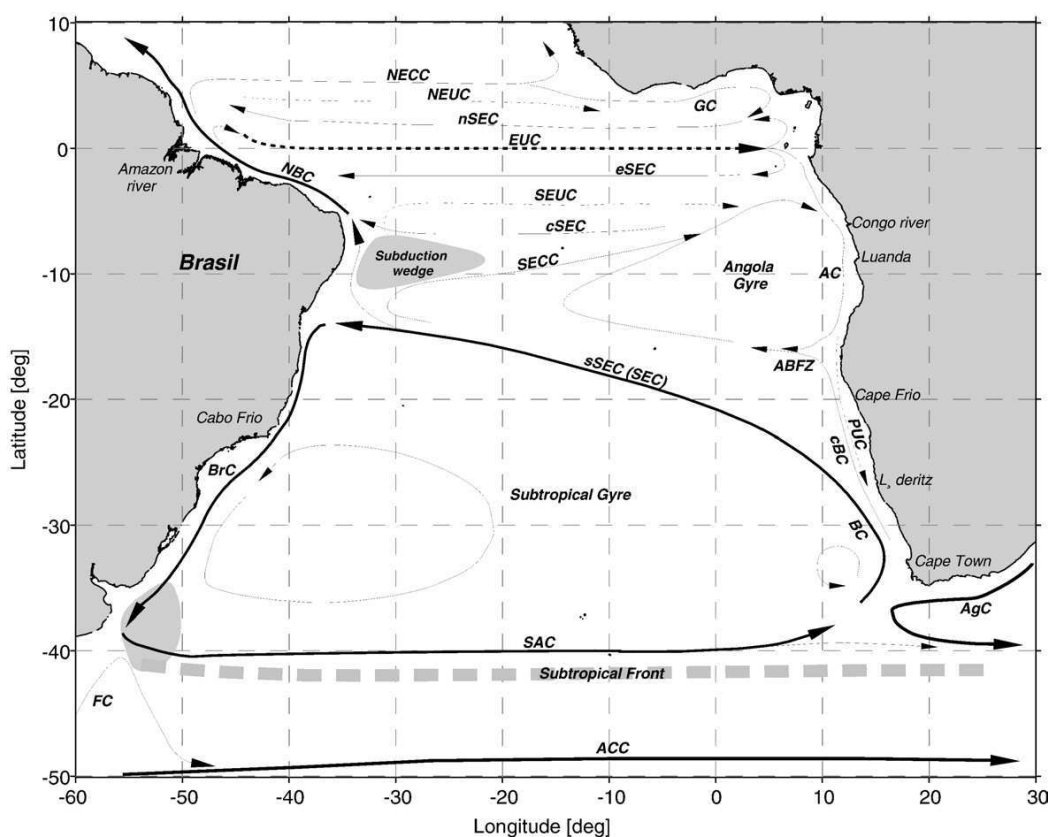


Figure 1.9: Représentation schématique de la circulation de surface (lignes pleines) et de la circulation au niveau de la thermocline (lignes pointillées) dans l'océan Atlantique Sud (d'après Lass and Mohrholz, 2008). Des abréviations sont utilisées pour le contre-courant Nord Equatorial (NECC), le sous-courant Nord Equatorial (NEUC), le courant de Guinée (GC), le courant Sud Equatorial (branche nord: nSEC, équatoriale: eSEC, centrale: cSEC, sud: sSEC), le sous-courant Equatorial (EUC), le sous-courant Sud Equatorial (SEUC), le courant Nord Brésil (NBC), le contre-courant Sud Equatorial (SECC), le courant d'Angola (AC), la zone du front Angola/Benguela (ABFZ), le courant du Benguela (BC ; côtier: cBC), le sous-courant Polaire (PUC), le courant du Brésil (BrC), le courant des Falkland (FC ; ou courant les Malouines), le courant Sud Atlantique (SAC), le courant Antarctique Circumpolaire (ACC) et le courant des Aiguilles (AgC). Le Front Subtropical marque la frontière Sud du Gyre Subtropical de l'océan Atlantique Sud.

Dynamique d'un upwelling de bord Est

Un upwelling de bord Est est un upwelling côtier induit par des vents parallèles à la côte et dirigés vers l'équateur (les Alizés) qui génèrent un transport moyen horizontal d'Ekman vers le large (E) (Figure 1.10). Ce transport des eaux vers l'océan ouvert génère une baisse du niveau de surface de l'océan près de la côte. Ce gradient de pression zonal produit un courant géostrophique (GF) le long de la côte et dirigé vers l'équateur, dans la direction du vent. Pour compenser cette perte de masse, une remontée d'eaux profondes, froides et chargées en sels nutritifs se produit le long de la côte, stimulant la production primaire et les blooms phytoplanctoniques. Les isothermes (ligne de même température) et isopycnes (ligne de même densité) remontent vers la surface et forment un front en température et salinité qui, par ajustement géostrophique, peut produire une intensification du flux, connue sous le nom de jet côtier (CJ) (Figure 1.8b). Pour compenser ce courant géostrophique de surface, un sous-courant dirigé vers le pôle (PF), se développe alors au niveau du talus continental. L'intensité de ce processus d'upwelling est modulée par la force et la direction du vent, par la topographie de la côte et du plateau continental et par les caractéristiques océaniques environnantes.

La circulation due à l'upwelling de bord Est forme la bordure Est du Gyre Anticyclonique Subtropical (SG) (Figures 1.9 et 1.10). A la surface, les eaux froides liées à l'upwelling sont advectées vers les tropiques, entraînant un flux de chaleur entrant vers océan (Figures 1.4 et 1.5).

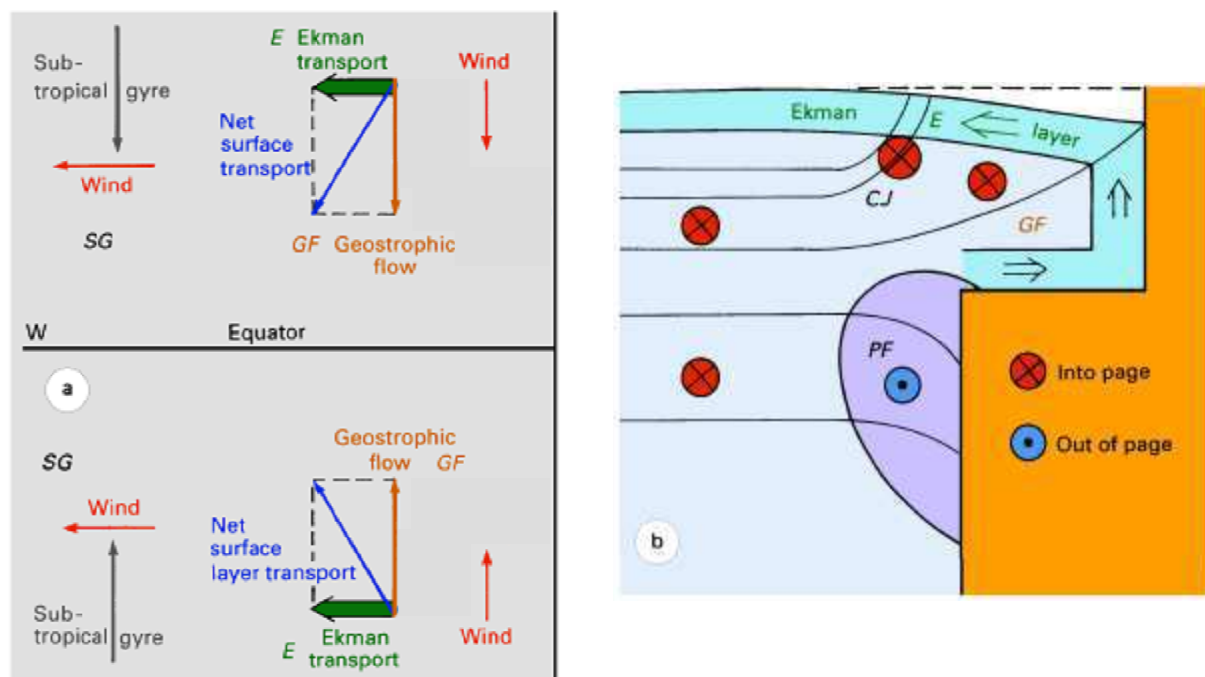


Figure 1.10: Dynamique d'un upwelling côtier, d'après Tomczak and Godfrey (1994). a) vue en plan, b) section verticale dans l'hémisphère Sud. Les lignes noires dans la Figure b) représentent les isothermes ou isopycnes.

Le courant du Benguela

Le courant du Benguela définit la partie Est du Gyre Anticyclonique Subtropical de l'océan Atlantique Sud (BC sur la Figure 1.9). Il est formé par les eaux issues du courant Sud Atlantique dans le bassin du Cap, du courant des Aiguilles, et de courants côtiers au Sud-Ouest de l'Afrique (Mercier, 2003). Toutefois, la répartition des différentes sources du courant du Benguela est encore matière à débat (Lass and Mohrholz, 2008). Il transporte les eaux ventilées ESACW (Eastern South Atlantic Central Water ; voir Section 1.3.3) avec des concentrations modérées en nutriments jusqu'à sa rencontre avec le courant Sud Equatorial (Lass and Mohrholz, 2008). Il est délimité au Nord (18°S) et au Sud (35°S) par des courants chauds nommés respectivement le courant tropical d'Angola et le courant ou système des Aiguilles (Shannon and Nelson, 1996 ; Shillington, 1998 ; Shannon and O'Toole, 2003 ; Shillington et al., 2006) (Figure 1.11). Plus près des côtes d'Afrique du Sud et de Namibie, le courant côtier du Benguela (cBC sur la Figure 1.9) s'écoule au-dessus du plateau et du talus continental (Lass and Mohrholz, 2008) et transporte les eaux froides et riches en nutriments provenant de l'upwelling. Le courant du Benguela comme courant de bord Est du Gyre Subtropical et le courant côtier dans le système de l'upwelling du Benguela sont en interactions par la circulation agéostrophique "cross-shelf" (perpendiculaire au plateau continental). Les eaux froides et riches en nutriments advectées par upwelling sur le plateau sont transportées vers le large par transport d'Ekman en surface (20-35 m de profondeur au large de Walvis Bay ; Mohrholz et al., 2008). Le transport d'Ekman plus intense en hiver austral est étroitement lié aux Alizés plus forts à cette période de l'année (Mohrholz et al., 2008). Sous la couche de mélange océanique, les eaux du Benguela sont transportées vers le plateau par le courant de compensation d'Ekman (Lass and Mohrholz, 2008 ; Mohrholz et al., 2008). Les circulations méridienne et "cross-shelf" présentent un cycle saisonnier bien distinct (Mohrholz et al., 2008). En été austral, un fort sous-courant dirigé vers le pôle et un courant de compensation d'Ekman affaibli sont observés. Les eaux de fond situées au-dessus du plateau continental ne sont pas ventilées par la circulation "cross-shelf" de sub-surface. En revanche, durant l'hiver austral le flux méridien est principalement dirigé vers le Nord et le courant de compensation couvre la colonne d'eau située sous la couche de mélange. Les eaux de fond du plateau continental sont bien ventilées.

Les vitesses maximales observées au sein du courant du Benguela vont de 10 cm.s^{-1} en hiver dans la partie Nord du Benguela à 30 cm.s^{-1} en été dans la partie Sud (Wedepohl et al., 2000 ; Shannon, 2006). Ces périodes correspondent bien aux maxima de vents observés respectivement dans la partie Nord et la partie Sud. Le courant du Benguela se caractérise par une série de jets, de tourbillons et de cellules d'upwelling forcées par le vent (Figure 1.11). Dans la partie Sud du système, le flux du jet continental est contraint par la topographie et s'étale au-dessus du talus continental depuis Cape Columbine (33°S) jusqu'au Nord de Lüderitz (27°S) où il se sépare de la côte. Vers 18°S (Cape Frio), le courant du Benguela rejoint la branche Nord du Gyre Subtropical de l'océan Atlantique Sud (Longhurst, 1998 ; Mercier et al., 2003). Au niveau de Cape Peninsula et de Cape Columbine, l'existence d'un fort jet a été montrée par Bang and Andrews (1974), avec des vitesses typiques allant de 25 à 75 cm.s^{-1} . Pour l'écosystème, ce jet est très important car il transporte les œufs et les larves de nombreuses espèces depuis la zone de ponte sur le Banc des Aiguilles vers la nurserie" située au Nord de Cape Columbine (Bang and Andrews, 1974). Gordon et al. (1995) suggèrent

qu'un jet est également présent dans les 100 premiers mètres de profondeur au niveau du plateau continental près de Lüderitz. Mis à part les jets côtiers, les sous-courants de talus dirigés vers le pôle Sud (Nelson, 1989), typiques des EBUS, sont considérés comme étant la découverte la plus significative des trois dernières décennies.

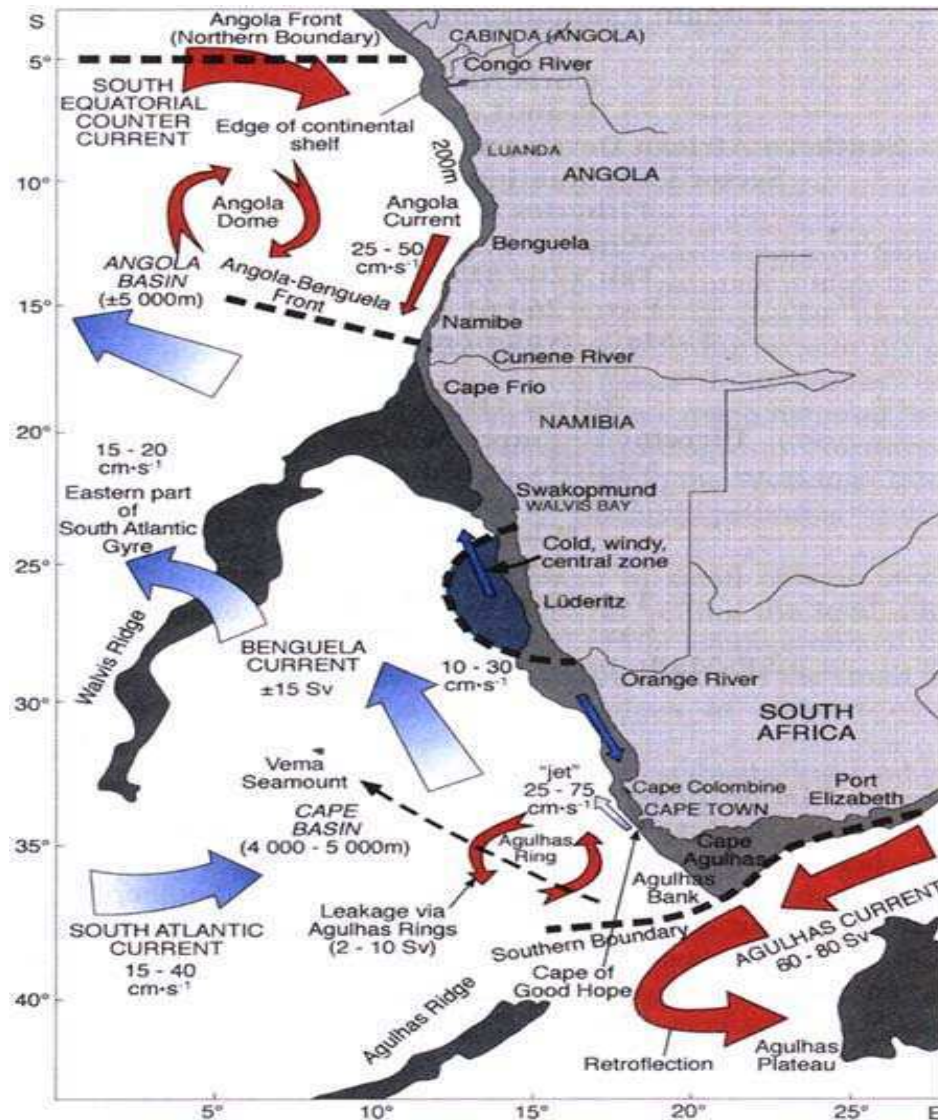


Figure 1.11: Circulation océanique générale de la partie Sud-Est de l'océan Atlantique Sud, d'après Shannon (2006).

Les travaux de Veitch *et al.* (2009) ont mis en évidence la division du système de l'upwelling du Benguela en deux régimes Nord et Sud distincts. En plus de la séparation topographique due au rétrécissement du plateau continental vers Lüderitz, le transport moyen intégré entre 0 et 100 m de profondeur présente un comportement différent au Nord et au Sud de cette limite

naturelle. Au Nord de Lüderitz, les fonctions de courants montrent un écoulement général faible, qui suit la côte et qui est dirigé vers le pôle, alors qu'au Sud de Lüderitz, l'écoulement est dominé par une trajectoire méandreuse dirigée vers le Nord-Ouest qui tend à suivre la côte jusqu'à 30°S et qui dévie vers le large plus au Nord. Entre le régime Nord dirigé vers le pôle et le régime Sud dirigé vers l'équateur, la zone de Lüderitz est caractérisée par la cellule d'upwelling la plus intense et un transport vers le large le plus important du système du Benguela.

Le front Angola/Benguela et le courant d'Angola

Entre 15°S et 18°S, le courant froid du Benguela rencontre le courant chaud d'Angola dirigé vers le pôle (Van Bennekom and Berger, 1984) puis, il poursuit sa route en direction Ouest/Nord-Ouest (Figure 1.11), alimentant ainsi le courant Sud-Equatorial (Lass and Mohrholz, 2008). Cette zone de convergence, ou front Angola/Benguela, est marquée par un fort gradient de température (4°C par degré de latitude ; Longhurst, 1998 ; Hutchings et al., 2009). Ce front, généralement de direction Est-Ouest, est maintenu par une combinaison de facteurs incluant la bathymétrie, l'orientation de la ligne de côte, la stratification, les vents, et la convergence des courants du Benguela et d'Angola. L'extension du front vers le large est en moyenne de 250 km, mais peut atteindre 1000 km au printemps et en été. Sa position varie saisonnièrement de 15°S (extension minimale en hiver et au printemps) jusqu'à 18°S (en été et en automne) lorsque le courant d'Angola est plus intense. Sa position varie aussi interannuellement avec une position plus au Nord en 1982/1983, 1986/1987, 1992/1993 et 1997/1998 coïncidant avec de forts événements ENSO dans le Pacifique et reflétant le déplacement vers le Nord de l'Anticyclone de l'Atlantique Sud durant ces épisodes (Bartholomae and van der Plas, 2007). Les anomalies vers le Sud (position du front plus au Sud) sont moins fréquentes, avec des événements majeurs en 1963, 1984, 1995, 1999 et 2004 liés à l'Atlantique Equatorial et aux événements Benguela Niño (Shannon et al., 1986 ; Florenchie et al., 2003 ; Mohrholz et al., 2004 ; Richter et al., 2010).

Le courant d'Angola, s'écoulant entre 9°S et le front Angola/Benguela, est un courant rapide (25 à 50 cm.s⁻¹), étroit et transportant des eaux chaudes tropicales (24°C) et salées (36.4 psu). Il est détecté entre la surface et 200-300 m de profondeur au-dessus du plateau et du talus continental. Le système d'Angola se caractérise également par la présence d'un gyre cyclonique ou gyre d'Angola, situé vers 12-13°S et 4-5°E (Gordon and Bosley, 1991 ; Lass and Mohrholz, 2008). Ce gyre est créé par le rotationnel du vent cyclonique au Nord du front Angola/Benguela, et se maintient par le contre-courant Sud Equatorial et le sous-courant Sud Equatorial au Nord, le courant d'Angola à l'Est et le courant Sud Equatorial au Sud (Lass and Mohrholz, 2008). Au centre du gyre, le niveau de la mer est environ 8 centimètres inférieurs comparé au niveau en périphérie, et l'échelle horizontale de ce gyre est d'environ 1000 km (Lass and Mohrholz, 2008). Ce rotationnel cyclonique génère une remontée de la thermocline, ou dôme d'Angola. Le cœur du gyre d'Angola se caractérise par de faibles concentrations en oxygène (< 45 µmol.l⁻¹) et un contenu riche en nutriments entre 100 et 500 m de profondeur (Schmidt et al., 2000), expliqués par la remontée de la thermocline et de la nutricline qui génère une importante productivité biologique et reminéralisation de la matière organique, mais aussi par un temps de résidence long de cette masse d'eau dans la région (Poole and

Tomczak, 1999 ; *Lass and Mohrholz*, 2008). Le gyre d'Angola représente la région source des eaux hypoxiques de la partie Nord du Benguela (*Mohrholz et al.*, 2008). En surface et subsurface, le courant d'Angola ne descend en moyenne pas plus au Sud que 18°S. Par contre en profondeur (au-dessus du plateau et au niveau du talus continental), un sous-courant assez continu (5 à 10 cm.s⁻¹) advecte les eaux du gyre d'Angola, pauvres en oxygène et riches en nitrates, vers la partie Nord du Benguela (*Nelson*, 1989 ; *Tomczak and Godfrey*, 1994 ; *Shannon and O'Toole*, 1999 ; *Mohrholz et al.*, 2008). Dans la partie Nord du Benguela, ce sous-courant dirigé vers le pôle est particulièrement visible en été austral (de mi-Janvier à mi-Mars ; *Mohrholz et al.*, 2008).

Le courant des Aiguilles

Le courant chaud des Aiguilles est situé sur le bord Ouest de l'océan Indien. Il longe la côte Est Africaine en s'écoulant vers le Sud, avec une vitesse moyenne de 200 cm.s⁻¹ le long du talus continental de la côte Est d'Afrique du Sud. Le courant des Aiguilles quitte ensuite le plateau continental vers 36°S pour être réfléchi vers l'Est dans l'océan Indien (Figure 1.11). Cette rétroflexion brutale au large de la pointe de l'Afrique du Sud (entre 15 et 20°E) et la rencontre avec la branche Nord du courant Circumpolaire génère une fuite des eaux du courant des Aiguilles dans l'océan Atlantique Sud. Ce processus hautement dynamique inclut une composante permanente (jets et filaments) ainsi que la génération régulière (4 à 8 par an) d'anneaux et tourbillons anticycloniques chauds et salés (*Bang*, 1970 ; *Chapman et al.*, 1987 ; *Schmid et al.*, 2003) d'environ 200 km de diamètre qui se propagent avec une direction Ouest-Nord-Ouest dans l'océan Atlantique Sud (*McCartney and Woodgate-Jones*, 1991 ; *Quartly and Srokosz*, 1993 ; *Byrne et al.*, 1995). Les anneaux des Aiguilles peuvent atteindre 1600 m de profondeur, (*Schmid et al.*, 2003) avec les vitesses géostrophiques de surface d'environ 50 cm.s⁻¹ (*Lutjeharms et al.*, 1991). Si ces anneaux passent près de la côte Ouest Africaine, ils interagissent avec le système de l'upwelling du Benguela et transportent au large du plancton, des œufs et des larves. Ils se dissipent ensuite à l'intérieur du Gyre Subtropical Atlantique Sud après une durée de vie de plusieurs années (*Matano and Beier*, 2003 ; *Lass and Mohrholz*, 2008). La rétroflexion et les anneaux des Aiguilles ont un impact important sur la dynamique à mésoéchelle du système de l'upwelling du Benguela et induisent un fort degré de variabilité sans équivalent dans les autres régions d'upwelling. Cette rétroflexion joue un rôle prépondérant dans les échanges de chaleur et de masses d'eau inter-océans et connecte le courant du Benguela avec les océans Indo-Pacifique (*Lutjeharms*, 1996).

Le Banc des Aiguilles est une zone très importante pour la reproduction des espèces pélagiques (ex: sardines, anchois) de Septembre à Mars (*Hutchings et al.*, 2002), car des eaux chaudes créent un environnement fortement stratifié. Après la ponte, les œufs et larves sont rapidement transportés vers le Nord par un courant jet côtier. En quelques jours, ils atteignent la région d'upwelling de la côte Ouest d'Afrique du Sud et une partie des œufs et larves est transportée vers le large par les courants liés au vent, ce qui constitue une des principales sources de mortalité. L'autre partie se concentre dans les eaux côtières. La baie de St Hélène au Nord de Cape Colombine est considérée comme la "nurserie" la plus importante de la côte Ouest de l'Afrique du Sud (*Hutchings*, 1992). La modélisation fine des courants et de la production primaire doit apporter un éclairage nouveau sur ces problématiques. L'étude de

Koné *et al.* (2005) en modélisation couplée physique/biogéochimie en 3-D a permis de comprendre la dynamique de fonctionnement du Benguela Sud et du Banc des Aiguilles.

1.3.3 Masses d'eau

Dans l'océan, deux grands types d'eau peuvent être distingués. Dans les eaux dites "chaudes" (situées au-dessus de la thermocline) se trouvent les eaux de surface, les eaux centrales et les eaux intermédiaires, tandis que les eaux dites "froides" (situées en dessous de la thermocline) sont composées des eaux profondes et des eaux de fond. Les mouvements des masses d'eau océaniques sont fortement contraints par la présence des côtes et par l'amplitude des topographies sous-marines qui est souvent du même ordre de grandeur que l'épaisseur du fluide qui les recouvre. La conséquence est que le transport méridien s'effectue en grande partie par des courants étroits mais intenses délimités par les talus continentaux ou les dorsales océaniques. En modélisation, ces contraintes se traduisent essentiellement par le choix du système de coordonnées verticales et d'une résolution tridimensionnelle les mieux adaptés pour représenter les processus dynamiques qui exercent ce contrôle bathymétrique.

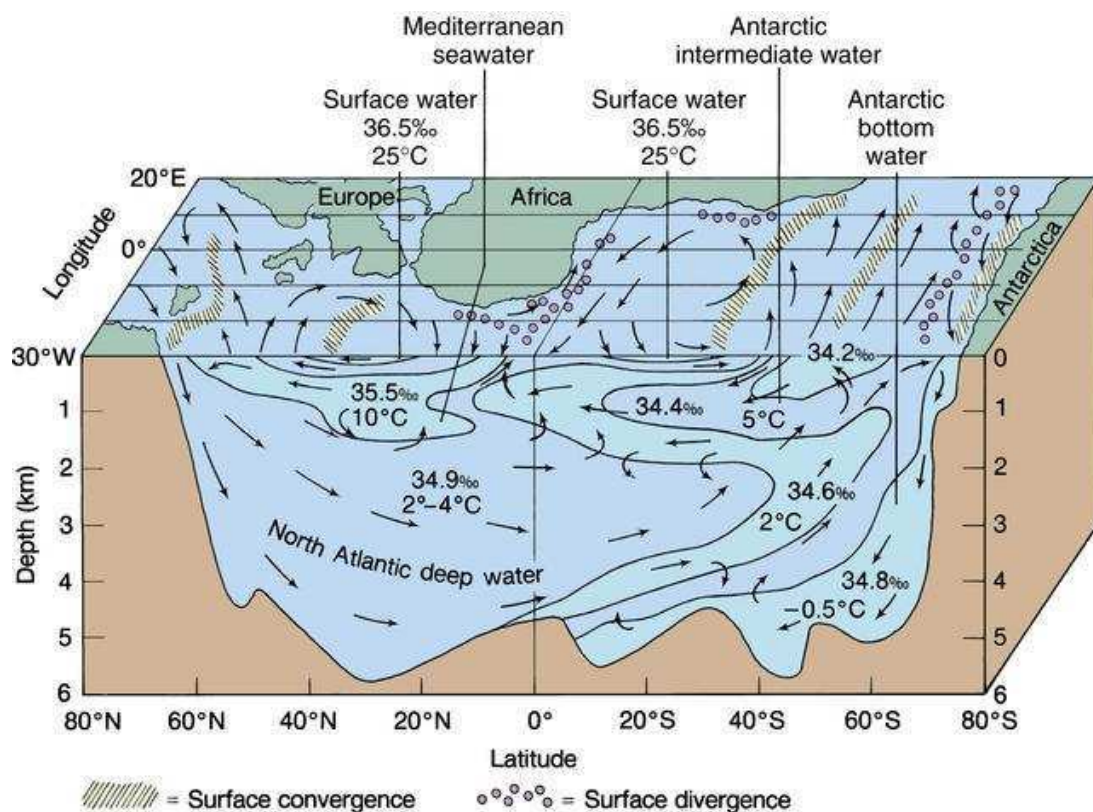


Figure 1.12: Masses d'eau de l'océan Atlantique.

Dans la partie Sud-Est de l'océan Atlantique Sud, les principales masses d'eau présentes sont les eaux de surface tropicales et subtropicales, les eaux de la thermocline comprenant les eaux centrales Sud Atlantique (SACW: South Atlantic Central Water), de l'Atlantique tropical (TACW: Tropical Atlantic Central Water), et de l'océan Indien (SICW: South Indian Central Water), les eaux Antarctiques intermédiaires (AAIW: Antarctic Intermediate Water), les eaux profondes Nord Atlantique (NADW: North Atlantic Deep Water), et les eaux Antarctique de fond (AABW: Antarctic Bottom Water) (*Shannon and O'Toole, 1999*). Les principales masses d'eau de l'océan Atlantique Sud peuvent être observées sur la section verticale de la Figure 1.12.

Dans le système de l'upwelling du Benguela, les influences océaniques majeures proviennent de l'Atlantique Equatorial pour la partie Nord et de l'Atlantique Sud et Indien Sud dans la partie Sud du Benguela. Le diagramme température-salinité (Figure 1.13) représente les caractéristiques hydrologiques des principales masses d'eau présentes dans le système de l'upwelling du Benguela, et permet de discriminer l'influence des eaux tropicales entrant dans la partie Nord du Benguela bassin d'Angola de celles advectées par upwelling dans la partie Sud du Benguela.

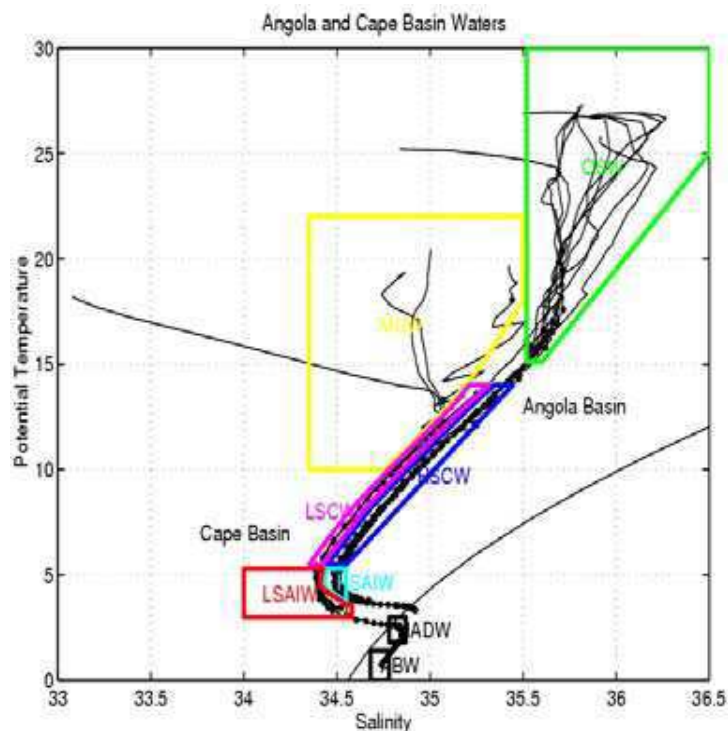


Figure 1.13: Diagramme température-salinité des principales masses d'eau présentes dans le système de l'upwelling du Benguela (Nord et Sud), d'après Shillington et al. (2006). La définition des masses d'eaux décrites dans le texte est indiquée sur la figure: ABW – Antarctic Bottom Water ; NADW – North Atlantic Deep Water ; LSAIW – Low Salinity Antarctic Intermediate Water ; HSAIW – High Salinity Antarctic Intermediate Water ; LSCW – Low Salinity Central Water ; HSCW – High Salinity Central Water ; MUW – Modified Upwelled Water ; OSW – Oceanic Surface Water. Les très faibles salinités observées dans les eaux de surface sont dues aux apports continentaux.

La masse d'eau AAIW, qui se forme en surface dans les régions sub-polaire et polaire de l'océan Austral, contient le minimum de salinité de la colonne d'eau. Dans la zone du Benguela, AAIW est présente à une profondeur moyenne de 700-800 m, et ne remonte pas jusqu'à la surface. En terme de volume, AAIW représente 50% des eaux présentes dans les premiers 1500 m de profondeur de la colonne d'eau. Ses caractéristiques sont différentes entre la partie Nord et Sud de la zone du Benguela (*Shannon and Hunter, 1988 ; Talley, 1996, Shillington et al., 2006*). Dans la partie Sud du Benguela, AAIW est généralement moins salée (LSAIW: Low Salinity Antarctic Intermediate Water), plus jeune et bien mélangée. En revanche, dans la partie Nord du Benguela, son contenu en sel est plus important (HSAIW: High Salinity Antarctic Intermediate Water).

Paramètre	SACW (Angola Gyre type, <i>Mohrholz et al., 2008</i>)		WSACW (<i>Poole and Tomczak, 1999</i>)		ESACW (<i>Poole and Tomczak, 1999</i>)	
Température (°C)	8.0	16.0	6.5519	16.2664	5.9559	14.4067
Salinité	34.7201	35.6366	34.4017	35.6921	34.4069	35.3016
Oxygène (μmol.l ⁻¹)	22.4342	68.4832	295.4140	239.5682	300.0553	249.3363
Nitrates (μmol.l ⁻¹)	37.8611	21.9115	13.3263	0	11.7672	0

Tableau 1.1: Caractéristiques des masses d'eau SACW du bassin d'Angola d'après Mohrhloz et al. (2008). Poole and Tomczak (1999) ont décrit WSACW et ESACW avec des données issues de la zone de formation de ces deux masses d'eau. A cause des transformations des masses d'eau (vieillessement et mélange) entre la zone source et le gyre d'Angola, Mohrhloz et al. (2008) ont précisé les caractéristiques de SACW dans le gyre d'Angola. Les caractéristiques locales de SACW sont définies dans un diagramme T-S (Température-Salinité) par une ligne droite entre deux points, par exemple les points $T = 16.0^{\circ}\text{C}$ et $S = 35.6366$ (colonne de droite) et $T = 8.0^{\circ}\text{C}$ et $S = 34.7201$ (colonne de gauche).

Similairement, la masse d'eau SACW dans le Benguela possède un contenu élevé en sel (HSCW: High Salinity Central Water) dans le bassin d'Angola et un contenu relativement faible (LSCW: Low Salinity Central Water) dans le bassin du Cap (*Shillington et al., 2006*). Les eaux centrales SACW présentes dans la zone de l'upwelling du Benguela proviennent de deux régions distinctes (*Poole and Tomczak, 1999 ; Shillington et al., 2006 ; Lass and Mohrhloz, 2008*): 1/ la convergence entre la masse d'eau de la thermocline (transportée par le courant Atlantique Sud) et la masse d'eau transportée par le courant des Aiguilles (Indian Central Water) forme les eaux centrales Atlantique Sud Est (ESACW ; Eastern South Atlantic Central Water) dans la région de formation du courant du Benguela ; 2/ les eaux centrales Atlantique Sud Ouest (WSACW ; Western South Atlantic Central Water) trouvent leur origine dans la zone de confluence entre les courants des Malouines et du Brésil dans la partie Ouest du Gyre Subtropical Atlantique Sud, et sont transportées au sein du Gyre Subtropical et

du système du courant Equatorial vers le gyre d'Angola. Les processus biogéochimiques dans le gyre d'Angola transforment les propriétés de la masse d'eau WSACW durant son trajet vers la partie Nord du Benguela. Les concentrations en oxygène sont réduites de 70% à 90%, alors que les concentrations en nitrates sont plus que triplées (*Mohrholz et al.*, 2008). La formation des eaux centrales pauvres en oxygène dans le gyre d'Angola est maintenue par la forte productivité locale, elle-même maintenue par la remontée de la thermocline et les apports continentaux par le fleuve Congo (avec un débit moyen de $40\,000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$; *Mohrholz et al.*, 2008). En résumé, dans la partie Sud-Est du bassin, les eaux SACW présentes dans le bassin d'Angola sont plus salées, riches en nitrates et appauvries en oxygène, alors que dans le bassin du Cap, les eaux SACW ont des eaux moins salées, bien ventilées et avec des concentrations en nutriments modérées (*Lass and Mohrholz*, 2008). Le Tableau 1.1 présente les caractéristiques des masses d'eau SACW du bassin d'Angola, WSACW et ESACW.

Les eaux SACW originaires du bassin d'Angola et les eaux ESACW ne sont pas séparées par un front bien défini, mais plutôt par une large zone de transition se situant entre le front Angola/Benguela au Nord et la cellule de Lüderitz au Sud. En été austral, les eaux SACW originaires du bassin d'Angola pénètrent sur le plateau continental du sous-système Nord du Benguela, advectées par le sous-courant dirigé vers le pôle. Cette intrusion alimente le sous-système Nord du Benguela en nutriments, mais maintient également les conditions suboxiques des eaux de fond du plateau Namibien (*Mohrholz et al.*, 2008). A cette saison, la zone de transition entre SACW d'Angola et ESACW se situe vers 23°S à la côte et est orientée vers le Nord-Ouest en s'éloignant de la côte, indiquant une extension vers le Sud de SACW avec une fraction de 60-80% de SACW entre Cape Frio (19°S) et Walvis Bay (23°S) (*Mohrholz et al.*, 2008). Par contre, durant l'hiver austral, les eaux oxygénées ESACW progressent vers le Nord du Benguela (*Mohrholz et al.*, 2008). La zone de transition entre SACW d'Angola et ESACW se situe vers 19°S à la côte avec une orientation Est-Ouest et, la région située entre Cape Frio (19°S) et Walvis Bay (23°S) n'est pas couverte par plus de 20-30% de SACW originaire d'Angola (*Mohrholz et al.*, 2008). A cette saison, ESACW peut représenter jusqu'à 90% des eaux présentes à 60 m de profondeur au large de Walvis Bay (*Mohrholz et al.*, 2008). Toutefois, cette tendance saisonnière est sujette à de fortes fluctuations à court-terme sur des échelles de 7 à 15 jours, probablement causées par des changements de forçages atmosphériques et le passage d'ondes côtières piégées à la côte (*Lass and Mohrholz*, 2005 ; *Mohrhloz et al.*, 2008). *Mohrhloz et al.* (2008) ont montré une corrélation inverse très nette entre la proportion de SACW et les concentrations en oxygène au large de Walvis Bay, avec des concentrations en oxygène proches de zéro lorsque la fraction de SACW originaire d'Angola dépasse les 55% sur le plateau continental.

Au-dessus des eaux centrales se situe une masse d'eau plus salée et chaude, les eaux océaniques de surface (OSW: Oceanic Surface Water), influencées par les précipitations et les apports continentaux par les rivières dans le bassin d'Angola. Dans le bassin d'Angola, il en résulte des eaux à faible salinité en surface (*Mohrholz et al.*, 2001, 2008). Dans la partie Sud du Benguela, les apports par la rivière Orange, intermittents et contrôlés par les barrages, sont moins évidents en extension et en persistance comparé au bassin d'Angola avec le fleuve Congo (*Shillington et al.*, 2006). Sur le plateau continental au large des côtes de Namibie et d'Afrique du Sud, les eaux centrales sont advectées vers la surface par upwelling. L'influence

des conditions atmosphériques modifie leurs propriétés (en température et salinité), cette masse d'eau est alors appelée MUW (Modified Upwelled Water).

Sous la masse d'eau AAIW se trouve la masse d'eau NADW possédant une salinité typique >34.8 . Cette masse d'eau NADW se forme dans l'Atlantique Nord, plonge par convection et se déplace vers le Sud. Au niveau de l'équateur, elle comprend une large couche située entre 1000 et 3500 m, relativement chaude (pour ces profondeurs) et salée. A l'Ouest du Benguela, la masse d'eau NADW se déplace vers le pôle. Dans le bassin du Cap, la masse d'eau AABW s'écoule sous la masse d'eau NADW, originaire de la mer de Weddel près du continent Antarctique. La masse d'eau AABW est bloquée par les monts sous-marins de la ride de Walvis, elle se déplace alors lentement dans le sens des aiguilles d'une montre. A l'Ouest du plateau continental du Benguela, elle retourne vers le Sud à des profondeurs supérieures à 4000 m.

Alors que le déplacement général des masses d'eau profondes (AAIW, NADW, AABW) dans la partie Sud-Est de l'Atlantique Sud est dirigé vers le pôle, l'écoulement des eaux de surface tend à aller dans la direction du vent dominant, au moins au Sud de 15°S où le flux est généralement dirigé vers le Nord-Ouest avec des vitesses typiques de $10\text{-}15\text{ cm.s}^{-1}$. En réponse au réchauffement et refroidissement saisonnier des eaux de surface, les caractéristiques des eaux de surface peuvent varier, de 15 à 23°C et une salinité allant de 35.4 à 36 . Les eaux de surface présentes au large de l'Angola sont principalement d'origine équatoriale/tropicale. Les températures peuvent atteindre $28\text{-}29^{\circ}\text{C}$ en été austral, avec une importante stratification.

1.3.4 Système de l'upwelling du Benguela

Les forçages atmosphériques, la bathymétrie, et l'orientation de la côte influencent la formation de certaines zones où la remontée d'eaux profondes est particulièrement intense (*Hutchings et al.*, 2009). Ainsi, le système de l'upwelling du Benguela regroupe un ensemble de six principales cellules d'upwelling (*Lutjeharms and Meeuwis*, 1987 ; *Veitch et al.*, 2009): les cellules de Cape Frio ($17/18^{\circ}\text{S}$), Namibia (21°S), Walvis Bay ($23/24^{\circ}\text{S}$), Lüderitz ($25.5/27^{\circ}\text{S}$), Namaqua (30°S), Cape Columbine ($32/33^{\circ}\text{S}$). Ce système peut également se diviser en deux sous-systèmes Nord et Sud, séparés par la cellule de Lüderitz appartenant au sous-système Nord (Figure 1.11). Ces deux sous-systèmes possèdent un fonctionnement et des caractéristiques physiques et biologiques distincts (*Shannon*, 1985 ; *Agenbag and Shannon*, 1988 ; *Shannon and O'Toole*, 1999 ; *Duncombe-Rae*, 2004 ; *Lett et al.*, 2007). La cellule très intense de Lüderitz, avec une advection vers le large importante et un mélange turbulent très actif (*Hutchings et al.*, 2009), agit comme une barrière pour la migration des petites espèces pélagiques tel que les sardines et anchois.

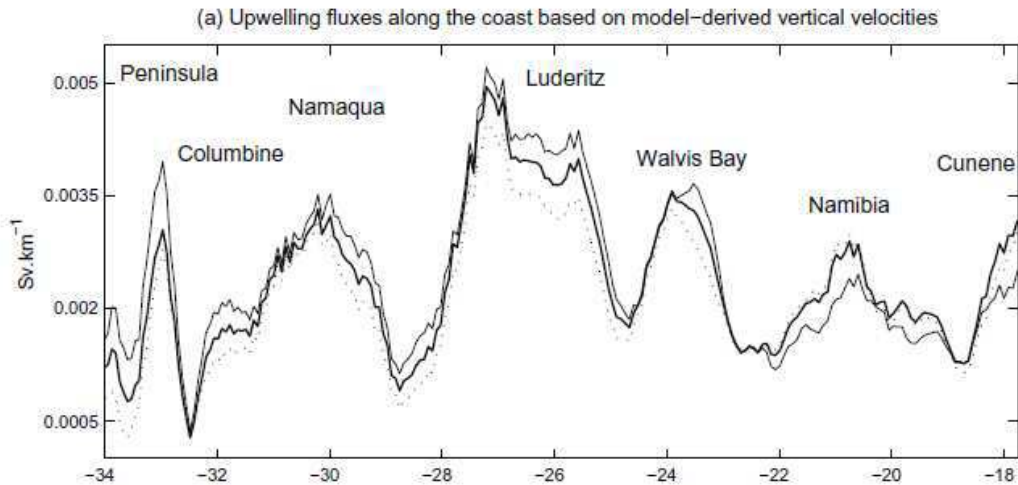


Figure 1.14: Flux (Sv.km^{-1}) lié aux cellules d'upwelling et estimé à partir du modèle ROMS par kilomètre de ligne de côte (Sv.km^{-1}) de 34°S à 17.75°S , d'après Veitch et al. (2009). Le trait plein épais représente la moyenne annuelle, les traits plein fin et pointillé représentent respectivement la moyenne estivale et hivernale.

Le sous-système Nord du Benguela se caractérise par un upwelling intense pratiquement toute l'année (Boyd and Agenbag, 1985 ; Veitch et al., 2009), avec un maximum en fin d'hiver (Shannon and O'Toole, 1999 ; Campillo-Campbell and Gordoa, 2004 ; Veitch et al., 2009). Le réchauffement saisonnier des eaux Namibiennes en fin d'été et début d'automne est augmenté par l'intrusion d'eaux chaudes et salées d'origine équatoriale (Shannon et al., 1987 ; Boyd et al., 1987), avec un gradient latitudinal de SST augmenté. L'influence du régime d'upwelling se situe entre 150 et 200 km de large en moyenne mais, au large de la Namibie, les eaux provenant de l'upwelling peuvent être observées à 400 km de la côte (Campillo-Campbell and Gordoa, 2004). La Cellule centrale de Lüderitz présente un upwelling permanent même en été (Campillo-Campbell and Gordoa, 2004) et le plus actif de la zone du Benguela (Lutjeharms et al., 1991 ; Demarcq et al., 2003 ; Veitch et al., 2009), avec des remontées d'eaux plus froides (16.5°C en moyenne ; Longhurst, 1998) que celles des autres cellules d'upwelling car le talus continental y est particulièrement étroit et profond. L'extension de l'upwelling vers le large est aussi la plus importante. Dans le sous-système Sud, l'upwelling est hautement saisonnier avec un maximum en printemps et été austral (Décembre à Février) (Veitch et al., 2009) et un minimum en hiver.

L'extension océanique de l'upwelling est délimitée par la position du front océanique (limite entre les remontées d'eaux froides et les eaux de surface de l'Atlantique Sud-Est). Au Sud de Lüderitz, le front océanique est généralement bien défini et, malgré une variation spatiale et temporelle, il se situe approximativement au niveau du talus continental. Les remontées d'eaux froides sont contraintes près de la côte (Campillo-Campbell and Gordoa, 2004). Dans la partie Nord du Benguela, le front est beaucoup plus diffus et forme des méandres, visibles dans les images satellites.

Au cours de ma thèse, je me suis particulièrement intéressée à la partie Nord du Benguela. Ainsi, dans ce chapitre introductif, cette partie du Benguela est présentée de manière plus détaillée.

1.3.5 Activité mésoéchelle

Les processus physiques à mésoéchelle jouent un rôle important dans les EBUS. Ils sont principalement forcés par les instabilités dues à la circulation grande échelle, les interactions entre les courants et la bathymétrie ou l'effet du vent. Dans l'océan, l'intensité (en vitesse et en signature thermohaline) des processus à mésoéchelle dépasse généralement le flux moyen d'un ordre de grandeur ou plus. Une grande partie de l'énergie cinétique tourbillonnaire (EKE: Eddy Kinetic Energy) est générée par les instabilités du flux moyen, mais les vents fluctuants peuvent également fournir un mécanisme de forçage direct dans les zones de faible énergie tourbillonnaire. Les tourbillons fournissent en retour de l'énergie et du mouvement au flux moyen et contribuent à la circulation océanique profonde (*Wunsch and Ferrari, 2004*). Les tourbillons et filaments transportent aussi chaleur, salinité, carbone, nutriments, phytoplancton, polluants,... durant leur propagation dans l'océan (*Danabasoglu et al., 1994*). Ils sont également associés à une forte signature hydrodynamique, spécialement les vitesses verticales, importantes pour le développement de la vie planctonique dans l'océan. Ainsi, les processus à mésoéchelle (10-1000 km) et à submésoéchelle (1-10 km) pourraient jouer un rôle significatif dans les budgets globaux des traceurs physiques et biogéochimiques, et avoir un fort impact sur l'écosystème.

Tourbillons et filaments

Dans les EBUS, l'activité mésoéchelle et submésoéchelle se caractérise par un champ de tourbillons et de filaments en interaction. Les tourbillons se traduisent sur l'élévation de la surface libre par des anomalies positives ou négatives plus ou moins circulaires. La source principale pour la formation et le maintien de ce champ de tourbillons est l'instabilité barocline des courants de bord (*Marchesiello et al., 2003*). A chaque apport d'énergie par un coup de vent, celle-ci est d'abord communiquée aux structures de petite taille, avant de migrer vers les structures plus grandes (*Durski and Allen, 2005*). Plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer le déplacement progressif de l'énergie vers les grandes échelles. Comme ce sont les modes les plus instables qui se développent le plus vite, on ne voit apparaître les modes de plus grandes longueurs d'ondes que plus tard (*McCreary et al., 1991*). Une autre hypothèse est que les interactions non linéaires entre les perturbations induisent une augmentation de la taille des perturbations (*McCreary et al., 1991*).

Lorsqu'un courant, orienté de la côte vers le large, transporte des eaux froides d'upwelling, on parle de filament d'upwelling. Plusieurs concepts de filaments ont été avancés (*Strub et al., 1991*). Dans un certain nombre de cas, il s'agit d'une déformation du jet côtier formant un méandre de la taille d'environ 100-300km (*Flament et al., 1985*). Les filaments constituent alors la partie du méandre allant vers le large. Les filaments peuvent également être générés par le champ de tourbillons à mésoéchelle, dans les régions où le champ de vitesse est dirigé

vers le large. Ce concept diffère du précédent par la différence d'intensité entre le jet côtier et les tourbillons, par la continuité du jet dans le cas du méandre. Les filaments se présentent sous la forme d'une langue d'eau froide plutôt mince (~30km) pouvant être quasi rectiligne ou fortement déformée par des instabilités (*Flament et al.*, 1985). Les filaments contribuent de façon très significative au transport vers le large. *Flament et al.* (1985) estiment cette contribution supérieure au transport d'Ekman le long de la côte californienne. *Kostianoy and Zatsepin* (1996) estiment que la moitié du transport vers le large se passe dans les filaments. La localisation des filaments est généralement déterminée par la topographie. Ils se situent souvent au niveau des caps (*Marchesiello et al.*, 2003). Les accidents topographiques facilitent le décollement du jet côtier de la côte et de la rupture de pente entre le plateau et le talus continental (*Dale and Barth*, 2001; *Castelao and Barth*, 2006). De plus, la localisation des fronts de SST est pour une large partie contrôlée par la topographie (*Castelao et al.*, 2005).

Dans la zone de l'upwelling du Benguela, des filaments sont régulièrement advectés vers le large, au-delà du front océanique. Ces filaments, ou jets quasi-géostrophiques, sont générés par l'activité intense du système d'upwelling du Benguela, ils sont contraints par la topographie de fond (*Campillo-Campbell and Gordo*, 2004). Des filaments de longueur exceptionnelle sont produits par leur interaction avec des anneaux anticycloniques libérés par le courant des Aiguilles lors de sa rétroflexion ou l'effet de vents très intenses (*Lutjeharms et al.*, 1991). Ainsi, cette zone de mélange peut atteindre jusqu'à 625-1000 km au large (*Lutjeharms et Meeuwis*, 1987 ; *Lutjeharms and Stockton*, 1987 ; *Lutjeharms et al.*, 1991) et 100 m de profondeur (*Lutjeharms et al.*, 1991). Les filaments peuvent être observés durant plusieurs semaines et peuvent transporter un volume de $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (*Lutjeharms et al.*, 1991). Des méandres (longueur d'onde ~250 km) de chaque côté des filaments modulent la trajectoire de l'eau froide vers le large. Les courants de surface dans les filaments sont d'environ $40 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ près de la zone d'upwelling (*Lutjeharms et al.*, 1991). Dans le sous-système Nord du Benguela, les plus longs filaments se développent en hiver (de Juillet à Septembre) et début printemps (Octobre et Novembre), au large des cellules d'upwelling les plus intenses (*Shannon*, 1985 ; *Lutjeharms and Meeuwis*, 1987).

Turbulence et concentrations en chlorophylle-a

Rossi et al. (2008, 2009) ont réalisé une analyse comparative entre le mélange horizontal de surface (par l'intermédiaire des FSLE ; Finite-Size Lyapunov Exponents) et l'activité biologique associée (concentrations en chlorophylle-a) dans les quatre principaux EBUS. Cette étude a mis en évidence des niveaux de turbulence bien distincts entre le sous-système Nord et Sud du Benguela (Figure 1.15) ; la zone la plus riche en chlorophylle-a étant associée au sous-système qui présente les FSLEs les plus faibles (sous-système Nord). Une corrélation négative est ainsi mise en évidence entre le mélange horizontal de surface et les concentrations en chlorophylle-a. Cette relation est fortement négative dans la bande côtière ; elle diminue en s'éloignant de la côte, jusqu'à devenir nulle voire positive dans le gyre oligotrophe. En effet, dans l'océan ouvert où la production biologique de surface est fortement limitée par les nutriments, ces processus mésoéchelle et leurs vitesses verticales

associées augmentent significativement l'apport de nutriments en surface et favorisent ainsi la croissance du phytoplancton.

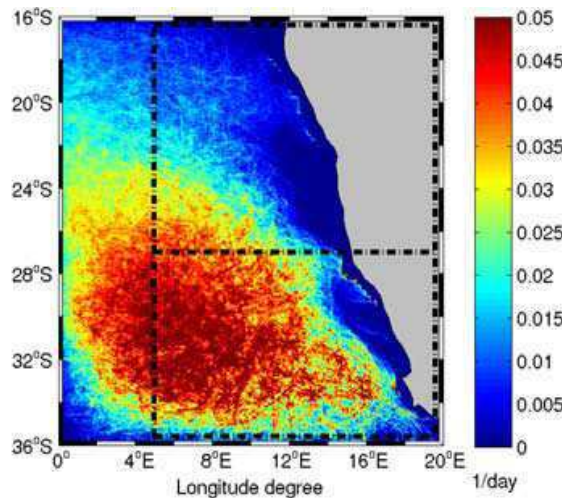


Figure 1.15: Moyenne temporelle (Juin 2000 - Juin 2005) des FSLEs déterminés à partir des courants horizontaux issus de produits satellites pour le système de l'upwelling du Benguela. Les boîtes délimitent les deux sous-systèmes. D'après Rossi et al. (2008).

Sur la base d'observations satellites et d'un modèle résolvant les tourbillons, *Gruber et al.* (2011) confirment que les processus à mésoéchelle tendent à réduire la production biologique dans les EBUS. Les tourbillons et autres processus à mésoéchelle induisent un transport latéral qui apporte des eaux à flottabilité positive vers la côte, augmentant ainsi la stratification et la subduction les eaux récemment advectées par upwelling. Ce processus contraint la zone très productive près de la côte. Les eaux subductées, enrichies en nutriments, sont alors advectées vers le large par les tourbillons (Figure 1.16). Il en résulte une perte de nutriments pour le système de l'upwelling.

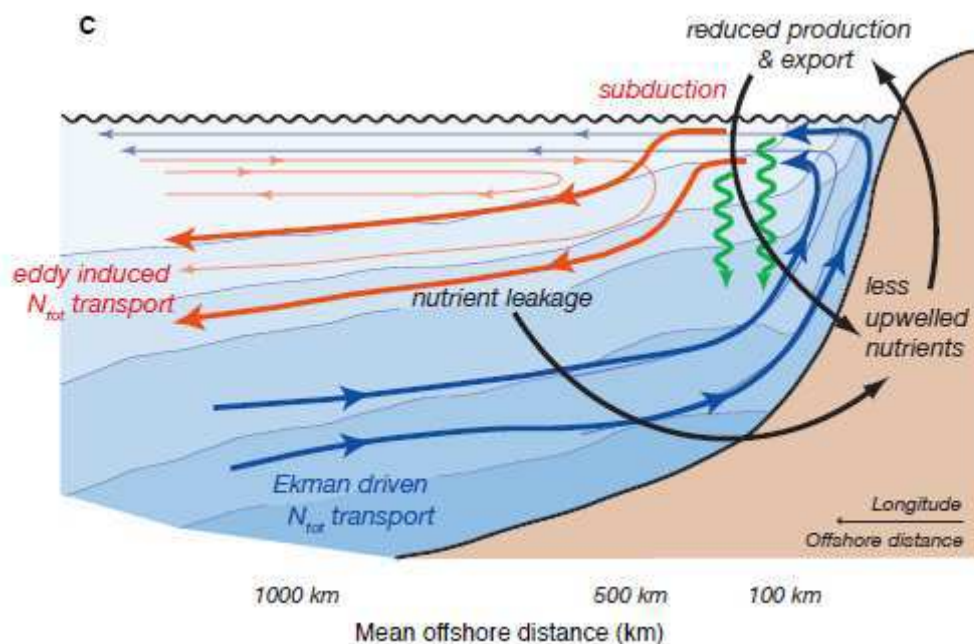


Figure 1.16: Diagramme illustrant le rôle des tourbillons à mésoéchelle sur la circulation côtière, le transport des nutriments, la production et l'export de matière organique. Les lignes épaisses indiquent le transport d'azote total, les lignes fines représentent la circulation. Les transports et circulations dues à Ekman sont indiqués en bleu. Les flèches rouges montrent les transports et vitesses dus aux tourbillons. Les flèches vertes représentent l'export de matière organique. D'après Gruber et al. (2011).

1.3.6 Sources de variabilité de l'océan Atlantique Sud-Est

Les principaux modes de variabilité dans l'océan Atlantique Sud ont été décrits par *Reason et al.* (2006) et *Colberg and Reason* (2007) en décomposant la température de la couche de mélange issue du modèle ORCA en EOFs (Empirical Orthogonal Functions). Le premier mode se situe dans l'Atlantique Equatorial, lié à l'occurrence du phénomène Benguela Niño (*Shannon et al.*, 1986). Ce premier mode est décrit plus en détail dans le paragraphe suivant car il influence particulièrement la zone de l'upwelling du Benguela. Le second mode se situe au niveau de l'Anticyclone de l'Atlantique Sud, fortement lié aux événements ENSO (El Niño Southern Oscillation) et le troisième mode se situe dans les moyennes latitudes avec un schéma inter-décennal. L'autre influence majeure dans les régions Sud est liée au phénomène SAM (South Annular Mode), qui influence l'intensité et la trajectoire des vents d'Ouest.

De l'Atlantique Equatorial jusqu'au système de l'upwelling du Benguela, un phénomène équivalent à El Niño Pacifique (ENSO: El Niño Southern Oscillation) se produit. Ce phénomène, appelé Benguela Niño (*Shannon et al.*, 1986), se caractérise par un réchauffement inhabituel des eaux de surface au large des côtes Africaines Sud-Ouest (jusqu'à + 2-4°C ; *Shannon et al.*, 1986 ; *Mohrholz et al.*, 2004), et semble résulter de conditions atmosphériques anormales dans l'Atlantique Equatorial Ouest (*Florenchie et al.*, 2003) dues à une relaxation des Alizés. Ainsi, les résultats de *Lübbecke et al.* (2010)

suggèrent que les variations d'intensité de l'Anticyclone atmosphérique de l'Atlantique Sud jouent un rôle important dans le développement des événements Benguela Niño. Cette relaxation des vents à l'équateur génère des ondes de Kelvin qui se propagent depuis l'Ouest du bassin vers l'Est, puis le long des côtes Africaines. Les anomalies de température de subsurface associées à ces ondes se propagent ainsi dans la thermocline et atteignent la zone Equatoriale Est. La thermocline y étant trop profonde lors du passage de ces ondes, leur signature n'est pas visible en surface. Ainsi, les anomalies de SST affleurent d'abord dans la zone Angola-Benguela (*Florenchie et al.*, 2003) en Mars-Avril. En Juin, la stratification saisonnière réduit la profondeur de la thermocline dans la zone Equatoriale Est, et permet d'observer en surface les anomalies de SST dues aux passages d'ondes de Kelvin. *Lübbecke et al.* (2010) confirment donc que le réchauffement de surface au large de l'Angola (en automne austral) est lié et devance le réchauffement à l'équateur (en hiver austral) d'un à trois mois ; ce retard entre les événements chauds dans le Benguela et dans l'Atlantique Equatorial provenant d'une différence de profondeur de la thermocline entre les deux régions. Ce mécanisme "forcé à distance" semble d'importance majeure pour la génération d'événements chauds dans le Benguela (*Florenchie et al.*, 2003, 2004; *Rouault et al.*, 2007 ; *Lübbecke et al.*, 2010), alors que les variations locales d'upwelling jouent un rôle mineur (*Lübbecke et al.*, 2010). Toutefois, l'importance relative des influences locales et à distance dans le développement des phénomènes Benguela Niño est encore discutée dans la communauté scientifique. Alors que les études précédentes mettent en valeur le rôle des ondes de Kelvin équatoriales, *Richter et al.* (2010) montrent que les anomalies de vents locaux le long de la côte Africaine Sud-Ouest, dues à un affaiblissement de l'Anticyclone Subtropical, contribuent directement et significativement au développement de ces phénomènes. De plus, les observations satellites de SST et SSH pour l'événement de 1995 ne montrent pas d'influence significative d'ondes de Kelvin dans l'évolution de l'événement. Les anomalies de SSH le long de la côte Africaine Sud-Ouest ne semblent en effet pas se propager vers le pôle mais semblent plutôt stationnaires (*Richter et al.*, 2010).

Quel que soit leur mode de déclenchement, les événements Benguela Niño se caractérisent par un déplacement exceptionnel vers le Sud du front Angola/Benguela qui peut descendre jusqu'à 25°S (*Shannon et al.*, 1986 and 1987 ; *Boyd et al.*, 1987), réduisant ainsi l'intensité de l'upwelling à la côte. Les événements Benguela Niño se produisent en moyenne tous les dix ans (entre 7 et 11 ans ; *Shannon et al.*, 1986 ; *Gammelsrød et al.*, 1998). Des Benguela Niño se sont produits en 1934, 1949, 1963, 1984, 1995, 1999, et 2004 (*Shannon et al.*, 1986 ; *Gammelsrød et al.*, 1998 ; *Florenchie et al.*, 2003, 2004 ; *Mohrholz et al.*, 2004 ; *Richter et al.*, 2010). Ce phénomène ne semble pas directement lié au processus El Niño Pacifique, bien que ce dernier influence le système du Benguela par son impact sur tout le système de pression atmosphérique de l'hémisphère Sud. Durant le processus El Niño Pacifique, les Alizés sont affaiblis dans la partie Sud du Benguela, alors que durant des conditions La Niña, l'upwelling semble plus intense. Bien que les événements Benguela Niño ne soient pas aussi fréquents ni intenses que El Niño Pacifique, leurs impacts sur l'écosystème et les ressources marines (stocks de poissons) au large de la Namibie sont importants (*Le Clus*, 1985).

1.3.7 Ondes de Rossby et Ondes de Kelvin

Si les grands courants sont d'une importance capitale, des phénomènes a priori plus discrets influencent aussi l'océan et le climat. Des ondes "planétaires" traversent les océans le long des parallèles, d'Est en Ouest (ondes de Rossby), ou inversement d'Ouest en Est (ondes de Kelvin), interagissant avec la circulation océanique générale. Ces ondes, transportant chaleur et énergie d'un bord à l'autre, participent au maintien des gyres aux latitudes moyennes et à l'intensification de courants de bord Ouest (*Polito and Liu, 2003*) comme le Gulf Stream ou le Kuroshio. De plus, elles peuvent se réfléchir sur les continents et repartir dans l'autre sens, ou bien longer les côtes. Ces ondes et leurs réflexions jouent, en particulier, un rôle capital dans le phénomène El Niño.

Les ondes de Rossby

Les ondes de Rossby peuvent aussi être générées aux moyennes latitudes, à l'Est des bassins par le rotationnel du vent, et se propagent vers l'Ouest à travers les bassins océaniques. Dans l'océan Atlantique Sud, les ondes sont principalement générées dans la partie Sud-Est du bassin au large de la zone de l'upwelling du Benguela, entre 20°S et 40°S et entre 10°W et 25°E (*Reason et al., 1987*). Les trois principales zones de génération des ondes de Rossby se situent au niveau des maxima du rotationnel du vent: 1/ au large de la côte Namibienne vers 25°S-10°E ; 2/ près du plateau des Aiguilles à 38°S-20/25°E ; et 3/ dans l'océan Atlantique Sud intérieur vers 38°S-10°W (*Reason et al., 1987*).

Les ondes de Rossby, prédites par la théorie depuis plus de 50 ans, n'ont pu être observées qu'avec l'arrivée des satellites altimétriques. Leur faible amplitude (quelques centimètres), leur étendue (un bassin océanique) et leur vitesse (quelques kilomètres par jour) les rendent très difficiles à repérer à l'aide des mesures *in-situ*. Elles sont aussi détectées à partir d'autres types de mesures par satellite, tel que les données de couleur de l'eau. Les ondes de Rossby sont facilement observables dans des diagrammes longitude-temps, montrant à une latitude donnée, l'évolution dans le temps et sur l'axe Est-Ouest des anomalies de la hauteur de la mer (SLA ; provenant des données altimétriques TOPEX/ERS) ou de concentrations en chlorophylle de surface (CHLA ; issues du capteur SeaWiFS) (Figure 1.17).

Afin de mieux comprendre les interactions existant entre la physique et la biogéochimie, les ondes de Rossby, processus à mésoéchelle, ont été spécifiquement étudiées dans l'océan Atlantique Sud durant mon stage de Master II Recherche. Ce travail, publié dans *Journal of Geophysical Research* en 2010 (*Gutknecht et al., 2010*), a été placé en annexe de cette thèse. Il a permis de mettre en évidence les différents mécanismes d'advection (horizontale ou verticale) permettant d'expliquer la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Entre 18°S et 45°S, trois zones ont pu être différenciées. Au Nord et au Sud du Gyre Subtropical, le processus d'advection méridienne de chlorophylle lié aux vitesses géostrophiques associées à l'onde, permet d'expliquer environ 60% de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Dans le Gyre Subtropical, sa contribution est à peine plus faible (~50%). Dans ces trois régions, les nutriments qui alimentent par advection verticale la couche euphotique contribuent à plus de 30% du signal. Ce processus va entraîner un accroissement des

concentrations en chlorophylle de surface, et pourrait donc influencer la production primaire et ainsi jouer un rôle sur le cycle du carbone, via la "pompe biologique".

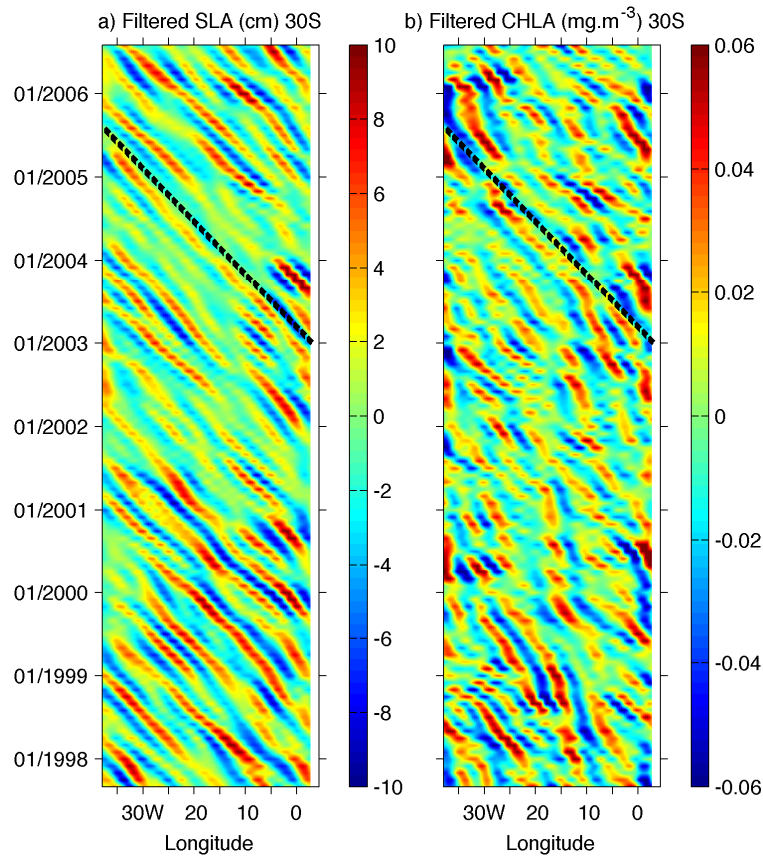


Figure 1.17: Diagrammes longitude-temps de (a) l'anomalie de hauteur de la mer (SLA, en cm) et (b) $\log_{10}(\text{CHLA})$ ($\log_{10}(\text{mgChl.m}^{-3})$) à 30°S dans l'océan Atlantique Sud. Les lignes pointillées noires représentent l'inclinaison des propagations dans les deux jeux de données filtrées, d'après Gutknecht et al. (2010), voir l'article en annexe.

Cette étude a également mis en évidence une variabilité saisonnière et interannuelle du processus dominant: l'advection méridienne de chlorophylle-*a*. Après la mise en évidence d'un cycle saisonnier bien marqué dans la relation de phase (CHLA-SLA) et dans le gradient méridien de chlorophylle-*a*, la série temporelle analysée a montré que les années 2003 et 2004 sortaient du schéma saisonnier habituel à 30°S. Ces années particulières semblent liées à des anomalies de circulation atmosphérique à grande échelle au niveau de l'océan Atlantique Sud.

Ondes de Kelvin

Les ondes de Kelvin se propagent principalement vers l'Est en restant piégées le long d'une frontière, qui peut être une côte ou l'équateur, qui leur sert de guide. A l'équateur, elles jouent un rôle très important dans le phénomène El Niño dans le Pacifique. Les ondes équatoriales de Kelvin traversent les bassins Pacifique et Atlantique en trois et un mois, respectivement. Ces ondes sont à l'origine de mécanismes dit de "remote forcing" ou "d'actions à distance" entre l'Ouest et l'Est des bassins équatoriaux. Un coup de vent à l'Ouest d'un bassin équatorial (intensification ou relaxation de la tension de vent zonale) crée une perturbation de la structure thermique de l'océan, au niveau de la thermocline mais aussi de la surface, excitant ainsi une onde de Kelvin (onde d'upwelling ou de downwelling, respectivement) qui se propage vers l'Est tout en restant piégée à l'équateur. Cette corrélation entre l'action mécanique du vent à l'Ouest et la réponse thermique de l'océan à l'Est à quelques mois de distance a été mise en évidence dans le Pacifique et l'Atlantique.

Ces ondes sont particulièrement importantes pour la zone de l'upwelling du Benguela car elles propagent, depuis l'océan Equatorial vers les côtes Africaines, les conditions atmosphériques anormales de l'Atlantique Ouest Tropical tel que le phénomène appelé Benguela Niño, décrit précédemment, bien que le mécanisme de déclenchement soit encore matière à discussion. En plus de ces épisodes interannuels, la relaxation saisonnière des Alizés (tension de vent zonale) observée dans la partie Ouest de l'Atlantique Equatorial en Septembre déclenche une onde de Kelvin équatoriale qui arrive à la côte Ouest Africaine en Octobre (*Lass and Mohrholz, 2008*). Celle-ci continue sa propagation vers le pôle sous forme d'onde de Kelvin côtière en Novembre dans le golfe de Guinée (*Lass and Mohrholz, 2008*), puis dans l'Angola. Le passage de ces ondes le long des côtes Africaines permet la propagation des eaux pauvres en oxygène de l'Angola dans le sous-système Nord du Benguela. Cet apport, combiné à l'intense reminéralisation locale au large de la Namibie, contribue au développement d'une zone de minimum d'oxygène (OMZ: Oxygen minimum Zone) dans le sous-système Namibien et aux éruptions saisonnières de sulfure d'hydrogène dévastatrices pour l'écosystème marin et les pêches (*Lass and Mohrholz, 2008*). Ce phénomène est connu depuis des décennies, mais les interactions complexes entre les processus biogéochimiques sous-jacents et l'environnement physique ont entravé la compréhension des processus contrôlant et déclenchant les événements suboxiques/anoxiques dans le Benguela. Les progrès des dernières années ont montré l'importance de l'advection des eaux pauvres en oxygène de l'Angola pour le déclenchement des événements suboxiques/anoxiques sur le plateau du sous-système Nord du Benguela (*Kuypers et al., 2005 ; Brüchert et al., 2006 ; Monteiro et al., 2006*). Ces épisodes peuvent provoquer des éruptions de sulfure d'hydrogène, et seront décrits plus en détail dans la section suivante.

1.4 Caractéristiques biogéochimiques

Les upwellings côtiers représentent des zones importantes de l'océan où les eaux froides et riches en nutriments sont advectées dans la couche euphotique et permettent le développement de nombreux organismes phytoplanctoniques. Au cours de la photosynthèse,

le phytoplancton utilise l'énergie lumineuse afin de fixer le dioxyde de carbone et les éléments nutritifs (nitrates, phosphates, silicates, fer,...) afin de synthétiser sa matière organique. A la mort des organismes, la matière organique sédimente le long de la colonne d'eau et, est lentement dégradée par l'activité bactérienne qui consomme l'oxygène dissous dans l'eau ou au niveau des sédiments situés au-dessus du plateau et du talus continental. Il en résulte un appauvrissement des concentrations en nutriments près de la surface et un enrichissement des eaux profondes, et une situation inverse pour l'oxygène.

1.4.1 Nutriments

Les nutriments sous forme de nitrates représentent les nutriments limitants dans notre zone d'étude, les phosphates (*Dittmar and Birkicht*, 2001; *Tyrrell and Lucas*, 2002), les silicates et le fer étant supposés jouer un rôle secondaire dans un premier temps dans notre travail de modélisation.

La climatologie saisonnière issue de CARS 2006 montre des concentrations en nitrates dans les 50 premiers mètres de la colonne d'eau maximales en hiver et au printemps dans la partie Nord du Benguela, avec des concentrations pouvant atteindre 20 mmolN.m^{-3} au niveau des cellules de Lüderitz et de Cape Frio (Figure 1.18). L'extension vers le large est importante du printemps à l'automne, avec des concentrations de $8\text{-}10 \text{ mmolN.m}^{-3}$ à plus de 400 km au large des côtes de Namibie, alors que dans cette même zone, les eaux sont plus oligotrophes durant la saison estivale.

1.4.2 Phytoplancton et zooplancton

Comme tous les écosystèmes d'upwelling de bord Est, celui du Benguela est généralement considéré comme un système dominé par les diatomées (microphytoplancton dont la taille se situe entre 20 et 200 μm , avec un squelette externe siliceux appelé frustule) qui nécessitent des concentrations élevées en nutriments pour se développer et sont bien adaptées aux conditions turbulentes (*Shannon and Pillar*, 1986). Ces organismes sont les plus compétitifs pour les nutriments et la lumière, et ils répondent par une croissance rapide sous forme de "bloom" après un événement d'upwelling. Cet écosystème abrite également des flagellés (de 2 à 20 μm) et des cellules de petite taille appartenant au nanophytoplancton, qui peuvent devenir les espèces dominantes lorsque les conditions sont plus calmes (relaxation), après un épisode d'upwelling, car ils se développent plus efficacement que les diatomées lorsque les concentrations en nutriments sont plus faibles.

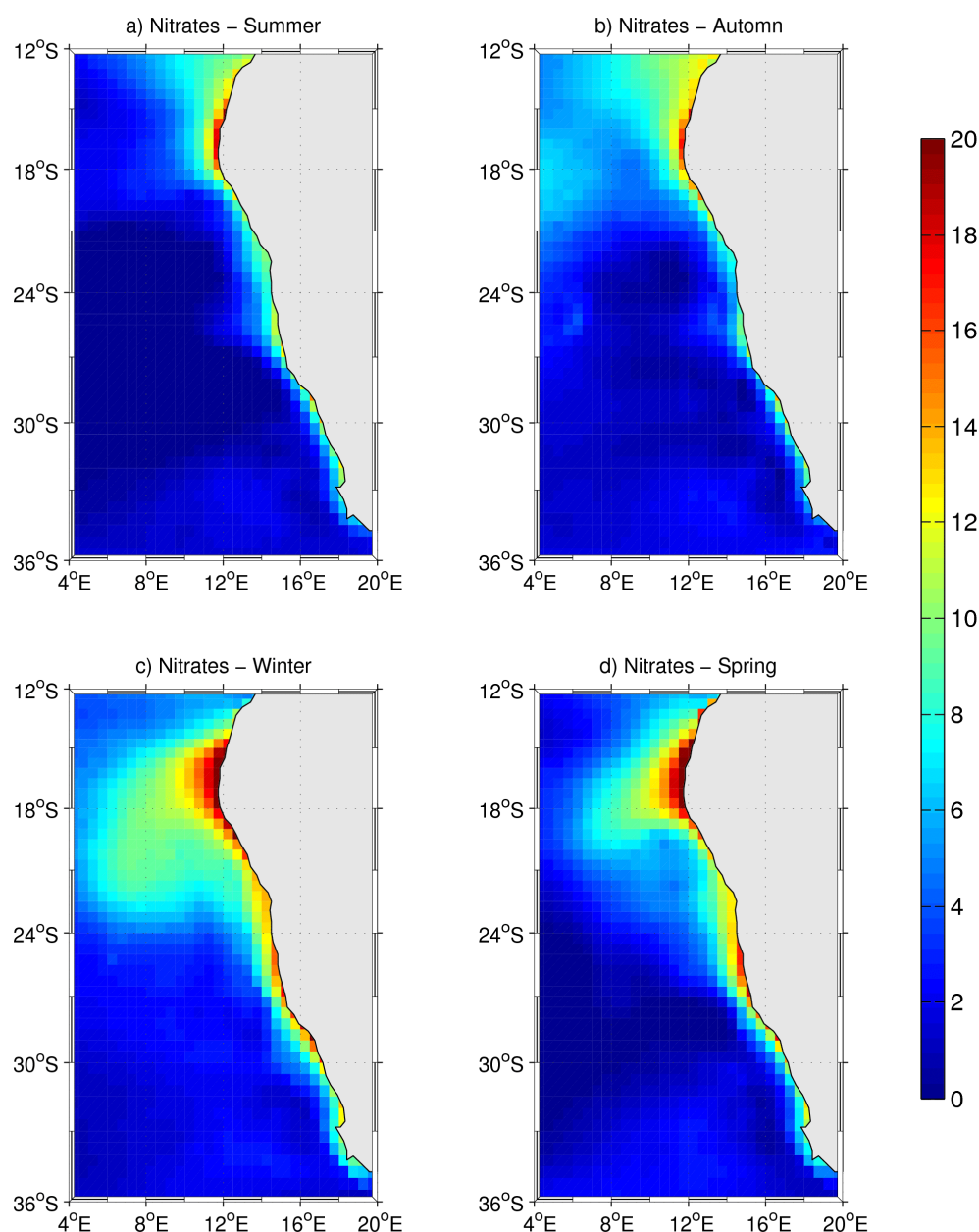


Figure 1.18: Variation saisonnière des concentrations en nitrates (mmolN.m^{-3}), moyennées dans les 50 premiers mètres de la colonne d'eau, et issues de la climatologie saisonnière CARS 2006: a) été austral (Janvier-Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre).

Dans les eaux Namibiennes, le zooplancton se caractérise par une faible diversité d'espèces mais une abondance élevée (Shannon and Pillar, 1986). Le groupe le plus abondant est celui des copépodes (mésozooplancton dont la taille se situe entre 200 et 2000 μm), et plus particulièrement des Calanoides, dont *Calanoides carinatus*, *Metridia lucens*, *Rhincalanus nasutus* et *Centropages brachiatus* sont les espèces dominantes (Hansen et al., 2005 ; Huggett et al., 2009). Les copépodes peuvent être brouteurs, prédateurs ou omnivores, et représentent une proie importante pour un grand nombre d'organismes, y compris les poissons juvéniles.

Les autres groupes importants de zooplancton incluent les protozoaires unicellulaires, les hydrozoaires, chaetognathes, crustacés, amphipodes, isopodes et chordates. Les œufs et larves de nombreuses espèces planctoniques, benthiques¹, intertidales², pélagiques³ et démersales⁴ contribuent également à l'abondance du zooplancton dans les eaux Namibiennes.

1.4.3 Distribution en chlorophylle

La province côtière du courant du Benguela possède les mêmes caractéristiques que les autres EBUS. Les eaux froides advectées en surface par pompage d'Ekman positif présentent des concentrations en éléments nutritifs très supérieures à celles observées dans les eaux de surface de l'océan ouvert. Ainsi, l'upwelling situé le long des côtes Africaines maintient l'un des écosystèmes les plus productifs de l'océan global (*Lass and Mohrholz*, 2008).

Chaque cellule d'upwelling peut se décomposer en 3 zones biologiques: 1) une zone près de la côte, où les nitrates et silicates sont disponibles et utilisés par les blooms phytoplanctoniques, 2) une zone intermédiaire où l'un de ces nutriments devient limitant, et si le plateau est profond, le processus de reminéralisation est important, et 3) une zone externe associée au jet, où la croissance est limitée (*Longhurst*, 1998). Le transport d'Ekman en surface vers le large contribue à l'installation de ces trois zones biologiques grâce à une advection zonale régulière, notamment dans la partie Nord du Benguela où l'upwelling est quasi permanent toute l'année.

La province du Benguela présente une forte productivité planctonique avec un maximum de biomasse chlorophyllienne près de la surface après chaque événement d'upwelling (*Shannon and Pillar*, 1986). Le transport physique joue un rôle majeur dans la distribution des concentrations en chlorophylle (*Campillo-Campbell and Gordo*, 2004). Ainsi, le courant du Benguela apparaît comme une bande côtière riche en chlorophylle (de 5 à 10 mgChl.m⁻³ en moyenne annuelle ; Figure 1.19), depuis la zone du front Angola/Benguela au Nord jusqu'à Cape Town au Sud, avec un minimum à Lüderitz. En général, les eaux enrichies en chlorophylle suivent le contour du talus continental, sauf quand il est étroit comme au Sud de Lüderitz (*Longhurst*, 1998) et durant les épisodes d'upwelling où une bande d'eau froide (pauvre en chlorophylle) advectée par upwelling est observée près de la côte, avec un maximum de chlorophylle vers 15-25 km au large, au niveau du front séparant les remontées d'eaux froides par upwelling et les eaux de surface de l'océan ouvert.

¹ Benthique: qui vit sous ou dans le substrat (le benthos).

² Intertidal: qui vit dans la "zone de balancement des marées", entre les limites les plus hautes et les plus basses des marées.

³ Pélagique: qui occupe la tranche d'eau située entre le fond et la surface (le pélagos).

⁴ Démersal: qui vit en pleine eau, mais à proximité immédiate du benthos et s'en nourrit.

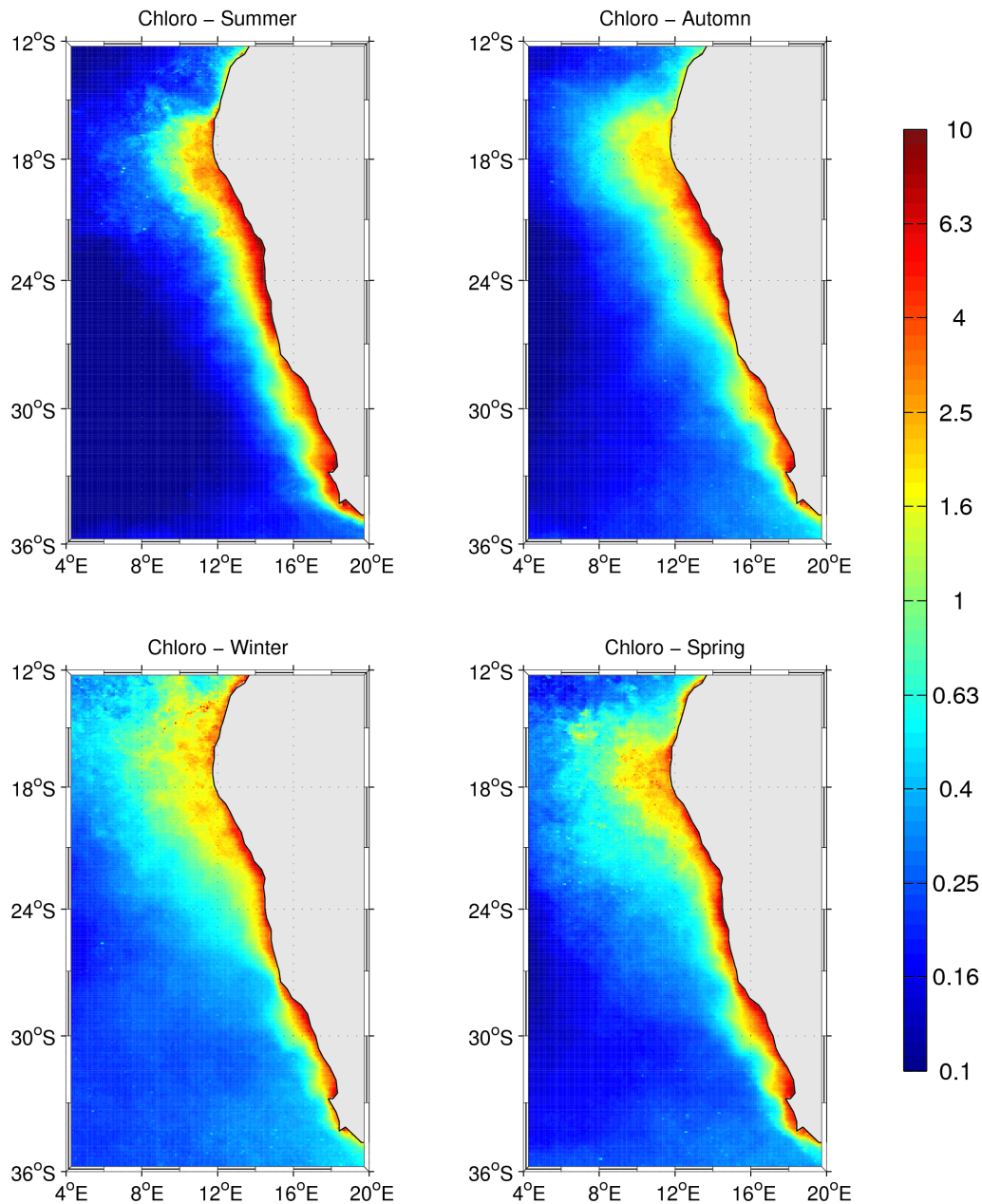


Figure 1.19: Variation saisonnière des concentrations en chlorophylle de surface (mgChl.m^{-3}) issues de la climatologie saisonnière SeaWiFS (1997-2009): a) été austral (Janvier-Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre).

La biomasse de phytoplancton de surface (Figures 1.18 et 1.19) est plus importante entre les zones de maxima de vent, avec de fortes concentrations, relativement pérennes, sur le plateau continental Namibien entre 17°S et 23°S, spécialement vers Walvis Bay (23°S), et sur le plateau au large de Namaqua (29°S-33°S), spécialement dans la Baie de St Helena (32°S) (Hutchings *et al.*, 2009). En dépit de l'upwelling permanent à Cape Frio (17°S), le signal phytoplanctonique est masqué par l'intrusion d'eaux pauvres en chlorophylle provenant

d'Angola en été austral (de Décembre à Mars) (Figure 1.20 ; *Hutchings et al.*, 2009). Les eaux froides et riches en phytoplancton s'étendent vers le Nord, au large de l'Angola, en fin d'hiver (de Juillet à Septembre). Dans la partie Nord du Benguela, les vents ainsi que le phytoplancton tendent à être maximum en fin d'hiver et au printemps, alors que dans la partie Sud, ils atteignent un maximum en été et en automne (Figure 1.20). Le cycle saisonnier entre la partie Nord et Sud du Benguela présente ainsi un cycle opposé. A Lüderitz, les vents intenses, le plateau étroit et la turbulence excessive empêchent la formation de fortes concentrations en phytoplancton entre 26°S et 29°S (*Hutchings et al.*, 2009). Ainsi, la cellule d'upwelling très active de Lüderitz présente de faibles concentrations en chlorophylle toute l'année ainsi qu'une faible productivité, alors que les cellules moins actives au Nord et au Sud de Lüderitz sont très productives et supportent les pêches de poissons pélagiques et démersaux (*Demarcq et al.*, 2003, 2009).

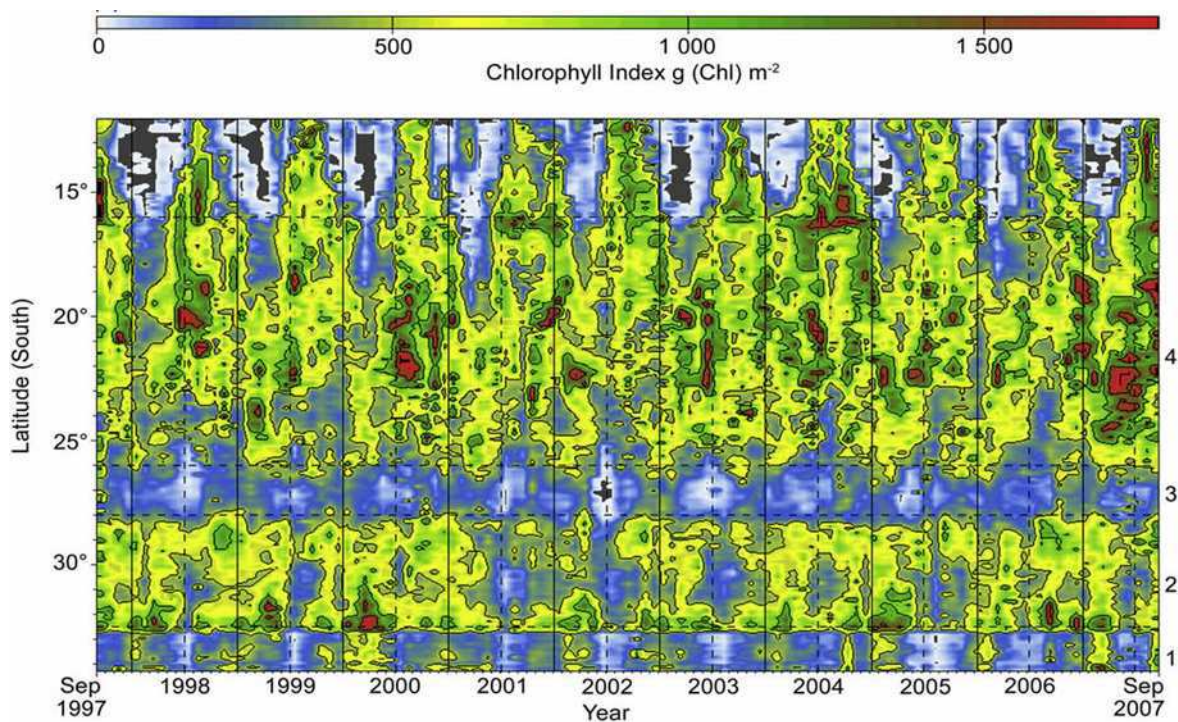


Figure 1.20: Abondance du phytoplancton de surface (gChl.m⁻³), d'après Hutchings et al. (2009).

En moyenne annuelle dans le sous-système Nord du Benguela, *Silio-Calzada et al.* (2008) ont estimé à partir de données satellites que 39% de la concentration totale en chlorophylle était due au nanophytoplankton. Cette communauté planctonique contribue à hauteur de 50% dans l'océan ouvert et moins de 20% le long des côtes Africaines. Cette même étude montre que 24% de la concentration totale en chlorophylle dans le système Namibien proviendrait du picophytoplankton, avec une contribution croissante vers la côte.

1.4.4 Productions biologiques primaire et secondaire

La productivité primaire traduit la vitesse à laquelle se forme par unité de temps, une quantité donnée de matière organique à partir de matière minérale et d'un apport d'énergie. Cette production de matière organique s'effectue par les producteurs primaires (autotrophes) principalement grâce à la photosynthèse. On appelle production primaire l'énergie qui est accumulée par la productivité primaire. La production nouvelle correspond à un apport extérieur de sels nutritifs (nitrate) par opposition à la production régénérée qui correspond à la consommation des sels nutritifs régénérés (ammonium). Une mesure généralement utilisée par les océanographes est le rapport entre production nouvelle et production primaire, appelé *f*-ratio.

Le système de l'upwelling du Benguela est le plus productif en terme de production primaire des quatre principaux EBUS (*Barber and Smith, 1981 ; Brink et al., 1995 ; Chávez and Toggweiler, 1995 ; Summerhayes et al., 1995 ; Shannon and Nelson, 1996 ; Carr, 2002 ; Field and Shillington, 2006 ; Shillington et al., 2006*), avec $2.49 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ (Tableau 1.2, selon l'estimation de *Carr, 2002*). Toutefois, une étude plus récente de *Chavez and Messie (2009)* place le système de l'upwelling du Benguela en deuxième position en terme de production primaire avec $2.67 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$, derrière le système des Canaries. Quoi qu'il en soit, ces systèmes hautement productifs ont stimulé de nombreuses études dans le but d'estimer le flux de carbone exporté par le biais de différentes méthodologies: observations directes (*Brown et al., 1991 ; Chávez and Toggweiler, 1995*), données satellites (*Ware, 1992 ; Waldron et al., 1998 ; Carr, 2002*), et modélisation (*Monteiro, 2010*). La production totale nette de l'océan global est estimée à $40\text{-}50 \text{ GtC.yr}^{-1}$ (*Behrenfeld and Falkowski, 1997*). Les quatre principaux EBUS contribuent à hauteur de $\sim 0.95 \text{ GtC.yr}^{-1}$ soit $\sim 2\%$ (*Carr, 2002*), alors que leur surface totale ne dépasse pas 0.3% de l'océan global. Certains des facteurs contrôlant la productivité des EBUS ne sont pas encore totalement compris, comme le rôle du fer et autres éléments traces (e.g. *Hutchins, 1998 ; Hutchins et al., 2002 ; Franck et al., 2005*) et celui de la variabilité physique à mésoéchelle (e.g. eddies, jets, meanders; *Henson and Thomas, 2007 ; Morales et al., 2007 ; Alvarez-Salgado et al., 2007*).

System	Primary production rate $\text{g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$	Total production flux Gt C yr^{-1}	f-Ratio low	f-Ratio high	Low new production flux Gt C yr^{-1}	High new production flux Gt C yr^{-1}
Benguela	2.49	0.37	0.20	0.30	0.07	0.11
Humboldt	2.18	0.20	0.17	0.28	0.03	0.05
Canary	1.71	0.33	0.10	0.50	0.03	0.16
California	0.99	0.05	0.60	0.80	0.03	0.04
Total coastal upwelling		0.95			0.17	0.37

Tableau 1.2: Synthèse des données de production primaire pour les quatre principaux EBUS. Cette synthèse met en évidence que les différences de flux de production primaire nette ne se traduisent pas avec les mêmes différences sur les flux de carbone exporté. Le f-ratio global moyen est de 0.2-0.4. D'après Monteiro (2010).

Dans le système de l'upwelling du Benguela, les taux annuels de production nette du phytoplancton ont été estimés à 0.27 GtC.yr^{-1} par *Cushing* (1969), en se basant sur des observations *in-situ* éparses de productivité. La plus récente estimation, basée sur un modèle de production estimée à partir des données satellites, est de 0.37 GtC.yr^{-1} (*Carr*, 2002) (Tableau 1.3). Etant donné la variabilité saisonnière et interannuelle qui caractérise les EBUS, il est remarquable que ces deux méthodes aussi différentes donnent des résultats aussi proches. Cette estimation de la production nette totale dans le système de l'upwelling du Benguela correspond à environ 0.5% de la production annuelle océanique totale estimée à 40-50 GtC.yr^{-1} (*Behrenfeld and Falkowski*, 1997).

Cependant, alors que les taux de production phytoplanctonique nette dans le sous-système Nord du Benguela sont comparables à ceux du sous-système Sud (0.077 et $0.076 \text{ GtC.yr}^{-1}$, respectivement), la biomasse dans la partie Nord du Benguela est quatre fois plus importante que celle dans la partie Sud ($2.6 \cdot 10^6$ et $0.67 \cdot 10^6$ tons C, respectivement ; *Brown et al.*, 1991). Cette observation suggère des différences entre production primaire nette et production nouvelle, comme étant un élément clé pour quantifier les flux de carbone exporté (*Monteiro*, 2010). Le résultat le plus significatif sur la production nouvelle fut la découverte inattendue que le *f*-ratio moyen dans le Benguela était l'un des plus faibles comparé aux autres systèmes d'upwelling côtiers (*Probyn*, 1988, 1992 ; *Hutchings et al*, 1995). Les *f*-ratios moyens dans les sous-systèmes Nord (0.3) et Sud (0.2 en été et 0.3 en automne) du Benguela sont faibles comparés aux valeurs (0.5 à 1) pour les systèmes de Californie (*Eppley and Peterson*, 1979 ; *Olivieri and Chávez*, 2000) et du Pérou (*MacIsaac et al.*, 1985 ; *Chávez et al.*, 1996). Ces valeurs de *f*-ratio ont été utilisées pour calculer les flux de carbone exporté à partir des flux de production nette pour le Benguela (Tableau 1.2). La valeur moyenne dérivée des flux de production nouvelle est de $0.06 \text{ GtC. yr}^{-1}$ pour le système de l'upwelling du Benguela. Cette valeur représente approximativement 16% de la production nouvelle estimée pour les EBUS (Tableau 1.3).

Source	Net production rates g C m ² d ⁻¹	Net production Gt C yr ⁻¹	New production Gt C yr ⁻¹	Assumed area m ² × 10 ⁹
Cushing (1969)		0.27	0.07	
Brown et al. (1991)	1.60	0.17	0.045	283
Ware (1992)	2.00	0.08	0.02	105
Pauly and Christensen (1995)		0.28	0.07	
Carr (2002) (Beng)	2.49	0.37	0.09	389
Mean	2.03	0.22	0.06	
Monteiro (this study)			0.04	283
Waldron and Probyn (1997)			0.047	
(SBenguela: Potential Prodcn)				
Waldron et al. (1998) (SBenguela: Potential Prodcn)			0.056	

Tableau 1.3: Synthèse des flux de production primaire nette et nouvelle calculés dans le système de l'upwelling du Benguela. Le Benguela explique 10-20% des flux de production

nouvelle totale comparé aux ~40% des flux de production primaire nette. D'après Monteiro (2010).

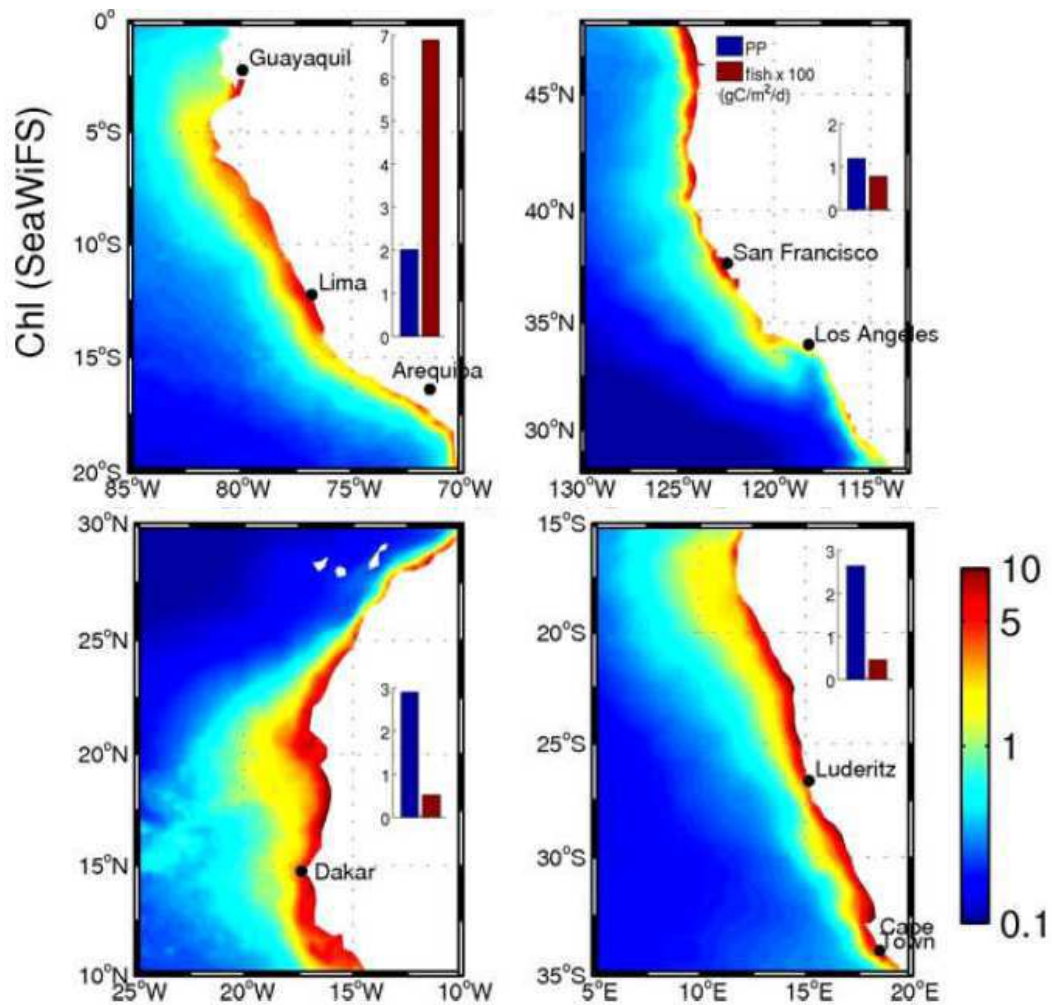


Figure 1.21: Distribution des concentrations en chlorophylle issue de la climatologie mensuelle SeaWiFS (Septembre 1997 – Septembre 2007) dans les quatre EBUS. Le diagramme inséré dans chaque sous-figure présente la production primaire moyenne (PP ; estimée à partir des données satellite de chlorophylle et le modèle de Behrenfeld and Falkowski, 1997) et les prises de pêche (entre la côte et 100 km au large) pour les années 1998-2005. Les prises de pêche au Pérou sont supérieures d'un ordre de grandeur à celles des autres EBUS bien que les niveaux de PP soient comparables. D'après Chavez and Messié, 2009).

La production primaire du système de l'upwelling du Benguela a été estimée à $2 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ par Ware (1992), $2.49 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ par Carr (2002), $1.4 \pm 0.16 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ basée sur les données AMT par Tilstone *et al.* (2009), et entre 1 et $2.5 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ à partir d'un modèle de production primaire utilisant les données satellites (Tilstone *et al.*, 2009). Pour la partie Nord du Benguela, Brown *et al.* (1991) ont estimé une production primaire à $1.1 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ entre la côte et la ligne bathymétrie 500 m. Les études récentes menées dans le cadre du programme régional BENEFIT révèlent également que la production primaire est très variable au large de la Namibie et de l'Afrique du Sud: de moins de 1 à $8.8 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ dans les stations échantillonnées entre 1999 et 2007. Barlow *et al.* (2009) ont estimé que la production primaire totale le long des côtes Namibiennes, à partir des données de 1999 et 2002 collectées dans le cadre du programme BENEFIT, se situait entre 0.39 et $8.83 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ durant Février-Mars 2002, et entre 0.14 et $2.26 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ durant Juin-Juillet 1999, avec d'importantes variations spatiales. Durant la campagne AMT 6 en Mai 1998 (Aiken, 1998; Aiken and Bale, 2000; Aiken *et al.*, 2000), la production primaire totale a été estimée à différentes stations dans notre domaine d'étude. La production *in-situ* est estimée entre 1.6 et $3.3 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ selon les stations. D'autres mesures de production primaire (au ^{14}C) ont été effectuées dans le Benguela Sud (29°S - 34.5°S) en Octobre 2006 et Mai 2007. La production primaire était généralement plus importante au printemps 2006 (0.85 à $8.6 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$) qu'en automne 2007 (0.7 à $3.3 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$), avec une prédominance des diatomées en Octobre 2006 et un mélange de petits flagellés et diatomées en Mai 2007 (Barlow *et al.*, 2008).

Toutefois, bien que le système de l'upwelling du Benguela soit le plus productif (ou l'un des plus productifs, selon la méthodologie utilisée) des quatre principaux EBUS, ses prises de pêche sont les plus faibles ($<0.5 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$; Figure 1.21; Chavez and Messié, 2009). Monteiro (2010) a estimé le flux de carbone vers le zooplancton à $0.26 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ pour le sous-système Nord du Benguela et $0.18 \text{ gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ pour le sous-système Sud. Une part importante de la production primaire n'est pas broutée par le zooplancton mais sédimente sur le plateau et talus continental, formant un tapis de sédiments riche en matière organique, et caractéristique des systèmes d'upwelling. Une même discordance se produit entre le zooplancton et les petits poissons pélagiques, réduisant l'efficacité du transfert d'énergie dans la chaîne trophique. Ces disparités expliquent le paradoxe du système du Benguela qui est très productif en terme de production primaire (Carr, 2002; Chavez and Messié, 2009), alors que les prises de pêche sont plus faibles comparées à des zones d'upwelling de même niveau de production primaire (Hutchings, 1992).

L'évolution temporelle de l'abondance des copépodes (mésozooplancton; en nombre d'individu. m^{-2} : no.m^{-2}) au large de Walvis Bay, intégrée sur 200 m entre 2000 et 2007, met en évidence une importante variabilité interannuelle (Figure 1.22; Kreiner and Ayon, 2008). Toutefois, le maximum d'abondance est généralement observé durant la première partie de l'année (été et début d'automne, avec 1.10^5 to 7.10^5 no.m^{-2}) et se situe entre 10 (14.2°E) et 50 miles nautiques (13.5°E) au large de la côte (Kreiner and Ayon, 2008), et le minimum d'abondance correspond au maximum d'intensité de l'upwelling (Septembre) (Hansen *et al.*, 2005). Durant la campagne AMT 6 en Mai 1998, la biomasse du zooplancton a été estimée dans le sous-système Nord du Benguela, selon différentes classes de taille ($200\text{-}500 \mu\text{m}$, $500\text{-}1000 \mu\text{m}$, $1000\text{-}2000 \mu\text{m}$ et $>2000 \mu\text{m}$), et intégrée sur 200 m. La fraction comprise entre 200

et 2000 μm , généralement considérée comme le mésozooplancton, varie entre 360 et 2200 mgN.m^{-2} .

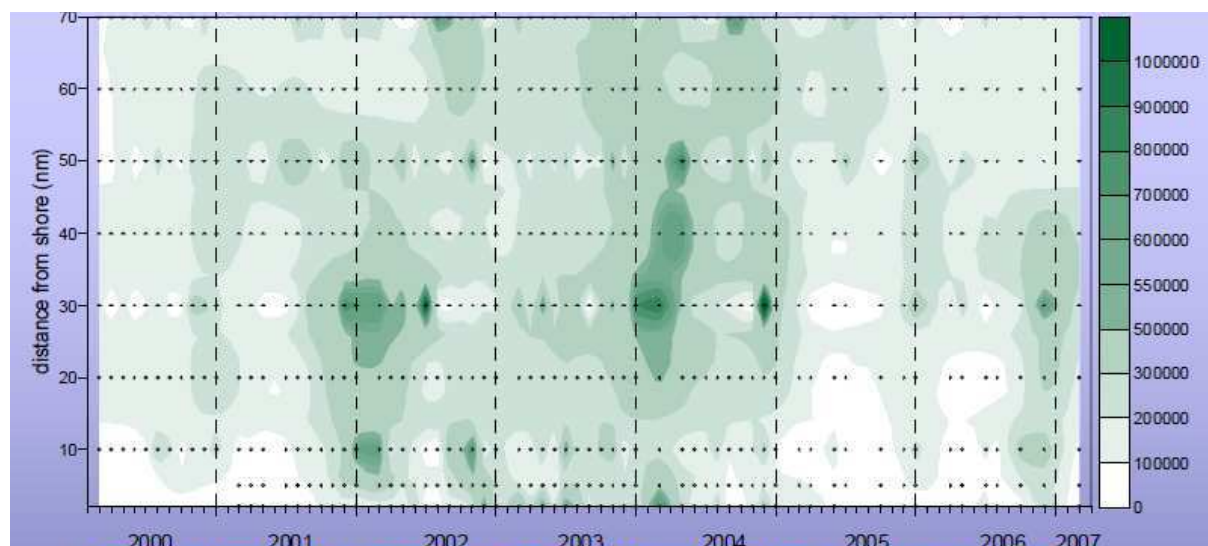


Figure 1.22: Abondance de copépodes (nombre d'individu. m^{-2}) au large de Walvis Bay (23°S), d'après Kreiner and Ayon (2008).

1.4.5 Zone de minimum d'oxygène, cycle des nutriments et émission de sulfures

Zone de minimum d'oxygène

Les concentrations en oxygène dans l'océan dépendent des échanges de gaz avec l'atmosphère, des transports physiques, des processus biogéochimiques qui produisent (la photosynthèse) et consomment (la respiration et la reminéralisation de la matière organique, la nitrification) de l'oxygène dans la colonne d'eau et au niveau des sédiments. L'oxygène joue un rôle majeur dans l'équilibre des écosystèmes marins et la diminution de ses concentrations peut avoir des conséquences écologiques catastrophiques. *Monteiro and Van der Plas* (2006) ont synthétisé les seuils majeurs (Tableau 1.4). L'hypoxie dans l'océan ($0.5 < [\text{O}_2] < 1 \text{ ml.l}^{-1}$, soit $22.2 < [\text{O}_2] < 44.64 \mu\text{M}$) influence la biogéochimie et peut avoir d'importants impacts négatifs sur les écosystèmes marins, avec mortalité de la faune benthique, des poissons, réduction de l'habitat et stress physiologique (*Levin et al.*, 2009; *Ekau et al.*, 2010). Les zones de minimum d'Oxygène (OMZs: Oxygen Minimum Zones) sont des régions de l'océan localisées entre 50 et 1000 m de profondeur en moyenne, où les concentrations en oxygène dissous sont inférieures à $0.5 \text{ mlO}_2.\text{l}^{-1}$ (soit $[\text{O}_2] < 22.3 \mu\text{M}$ ou 7.5% de saturation ; Figure 1.23) en raison d'une ventilation réduite et d'un taux élevé de respiration de la matière organique produite dans les eaux de surface et qui sédimente le long de la colonne d'eau (*Levin*, 2003 ; *Paulmier and Ruiz-Pino*, 2009). Les OMZs jouent un rôle crucial dans l'écologie et la biogéochimie des EBUS. Elles constituent une importante

barrière physique pour la respiration aérobie, les niveaux d'oxygène étant un facteur critique pour la distribution et la survie des espèces pélagiques et benthiques (e.g. *Boyd et al.*, 1980 ; *Morales et al.*, 1996 ; *González and Quiñones*, 2002 ; *Chan et al.*, 2008), spécialement dans les EBUS où l'OMZ est bien développée (Figure 1.23) et peu profonde. Dans la partie Nord du système de l'upwelling du Benguela, le développement et le maintien de l'OMZ sont dus à différents processus: la biogéochimie locale et les forçages physiques à plus grande échelle et locaux.

Oxygen State	Oxygen Concentrations	Impacts
Super Saturated	> 100% saturation	Out-gassing to the Atmosphere f(t,S): typical in high surface primary production
Saturated	100% Saturation	Equilibrium with the atmosphere f(t,S)
Under saturated	3 – 100% Saturation	Range over which biological responses should be insignificant
Depleted	2 - 3 ml l ⁻¹	Biological impacts felt at behavioural level
Critical Hypoxia	1 – 2 ml l ⁻¹	Threshold that enables the system to go anoxic under a flux of bloom detritus. Organisms require physiological adaptation to survive
Hypoxic	0.5 – 1 ml l ⁻¹	Extreme stress and mortality in organisms. (denitrification)
Anoxic	< 0.5 ml l ⁻¹	Respiration dominated by anaerobes and sulphide / methane fluxes

Tableau 1.4: Principaux seuils pour les concentrations en oxygène et conséquences écologiques associées, d'après Monteiro and Van der Plas (2006).

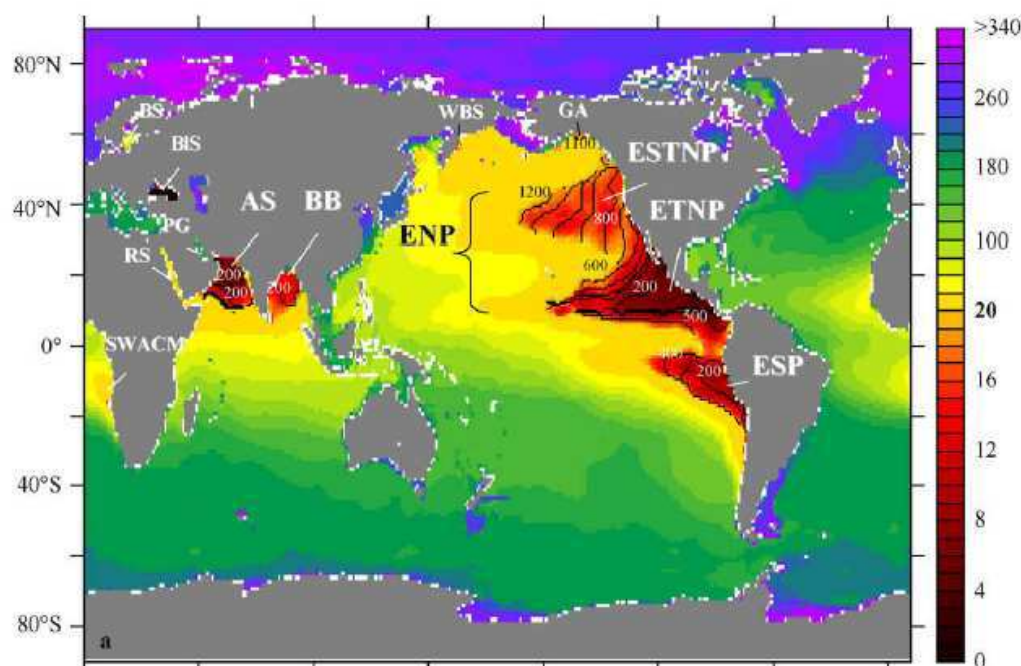


Figure 1.23: Distribution de l'oxygène ($\mu\text{M} \equiv \text{mmolO}_2.\text{m}^{-3}$) en profondeur, au niveau du minimum d'oxygène, indiquant l'étendue des OMZs (en rouge) selon la climatologie

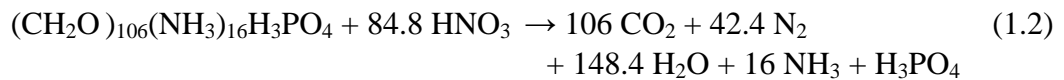
WOA2005. La colobar a un intervalle de $1 \pm 2 \mu\text{M}$ entre 0 et $20 \mu\text{M}$, et un intervalle de $20 \pm 2 \mu\text{M}$ entre 20 et $340 \mu\text{M}$. Les principaux acronymes utilisés sont SWACM pour "SouthWest African Continental Margin", ESTNP pour "Eastern SubTropical North Pacific", ETNP pour "Eastern Tropical North Pacific" et ENP/ESP pour "Eastern North/South Pacific". D'après Paulmier and Ruiz-Pino (2009).

Dégradation de la matière organique en conditions oxygènes et anoxiques

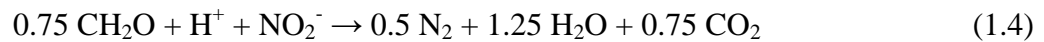
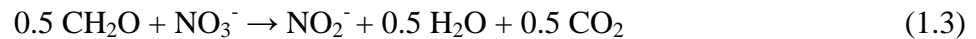
La forte production primaire liée au système de l'upwelling du Benguela génère une importante quantité de matière organique qui est reminéralisée dans la colonne d'eau ou au niveau des sédiments situés au-dessus du plateau et du talus continental. Dans la partie oxygénée (Figure 1.24) pour des profondeurs inférieures à 100-250 m selon la distance à la côte (par exemple vers 23°S), l'équilibre chimique du processus de décomposition de matière organique, considérant des rapports stoechiométriques constants (Redfield, 1963), est le suivant:



L'oxygène dissous (O_2) est fortement consommé pour la dégradation de cette matière organique et ses concentrations sous la couche de mélange sont souvent faibles ($< 0.5 \text{ mlO}_2.\text{l}^{-1}$), voire sous le niveau de détection des capteurs d'oxygène à certains moments de l'année (Monteiro *et al.*, 2006, 2008) entre 100 et 600 m de profondeur par exemple vers 23°S . Durant ces événements anoxiques, les bactéries dénitrifiantes prennent le relais et utilisent l'oxygène des nitrates (NO_3^-) puis des nitrites (NO_2^-) pour dégrader la matière organique restante (Figure 1.24). En conditions anoxiques, l'équilibre chimique du processus de décomposition de matière organique, considérant des rapports stoechiométriques constants (Redfield, 1963), est le suivant:



La consommation relative des NO_3^- et NO_2^- durant la réaction classique (Richards, 1965) peut être calculée selon Anderson *et al.* (1982):



Les bactéries dénitrifiantes vont ainsi réduire l'ion NO_3^- en ion NO_2^- , puis en monoxyde d'azote (NO^-), en protoxyde d'azote (N_2O) et enfin en gaz diazote (N_2), exempt d'oxygène et naturellement présent dans notre atmosphère. Si le taux d' O_2 est suffisant pour satisfaire les besoins des bactéries, cette réaction n'est pas effectuée jusqu'au bout et, s'arrête alors au stade NO^- ou, plus souvent au stade N_2O .

Lorsque l'oxygène et les nitrates sont épuisés (Figure 1.24 et 1.25), les bactéries sulfato-réductrices vont alors utiliser l'oxygène des sulfates (SO_4^{2-}) pour dégrader la matière

organique. L'équilibre chimique du processus de décomposition de matière organique par réduction des sulfates est le suivant:

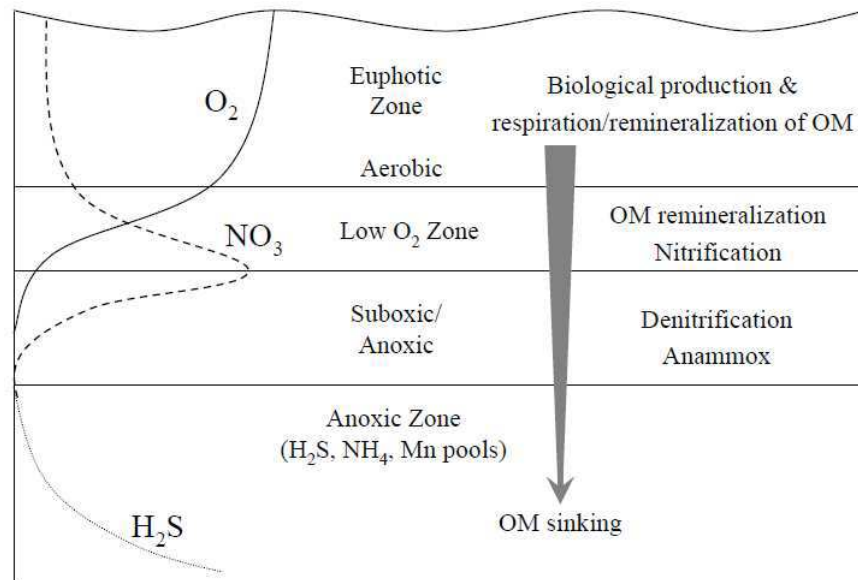
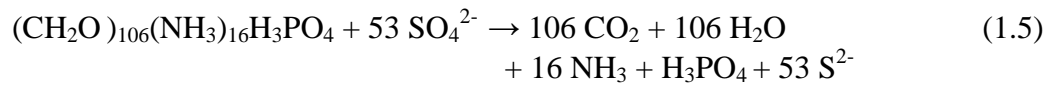


Figure 1.24: Profil vertical schématique des processus biogéochimiques dans la colonne d'eau montrant la zone euphotique bien oxygénée, l'oxycline et la partie supérieure de la nitricline, la zones suboxique et anoxique. D'après Peña et al. (2010).

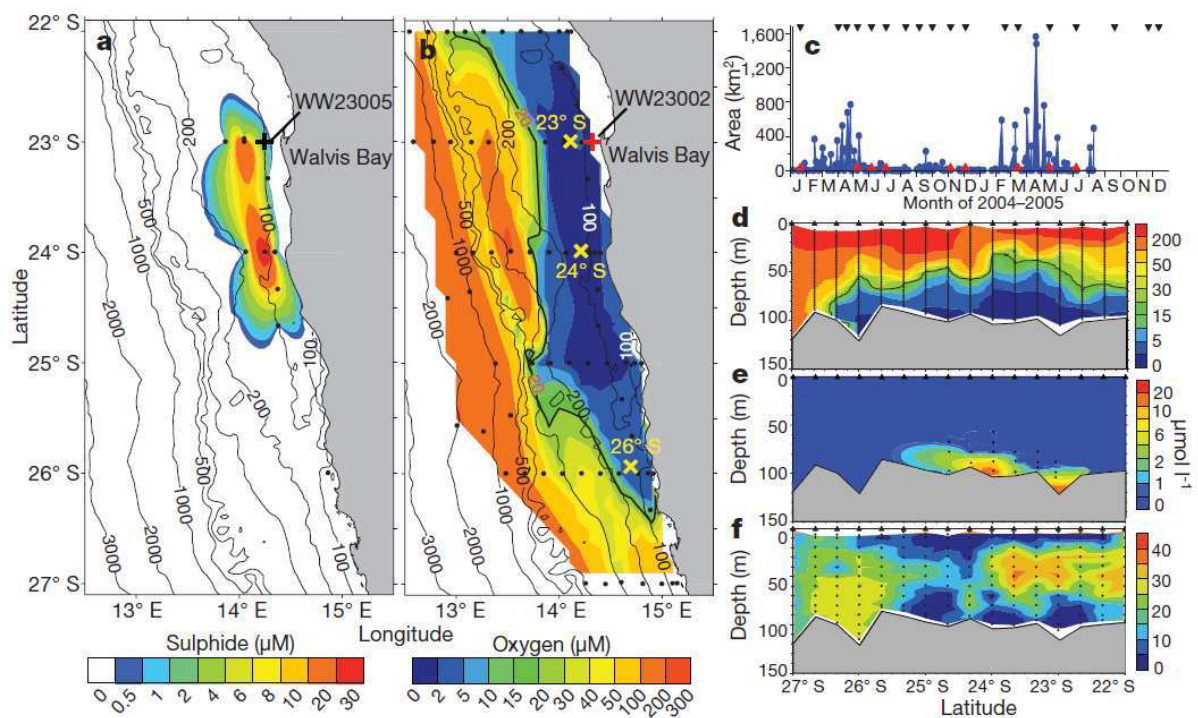


Figure 1.25: Distribution spatiale et temporelle des émissions sulfuriques au large de la Namibie en 2004-2005: concentrations en sulfure (a) et en oxygène (b) des eaux de fond (2 m au-dessus du sédiment), occurrence des décolorations turquoise spécifiques à la présence de sulfure colloïdal (S^0) et surface des eaux affectées (c), transect Nord-Sud parallèle à la côte Namibienne indiquant les concentrations en oxygène (d), en sulfure (e) et en nitrates (f). D'après Lavik et al. (2009).

La réduction des sulfates produit du sulfure d'hydrogène (H_2S) dans les sédiments et les eaux de fond (Figure 1.25). Sa présence dans la colonne d'eau dépend du potentiel d'oxydation qui, en l'absence d'oxygène est principalement déterminé par la concentration en nitrates. L'absence de sulfure d'hydrogène durant des conditions anoxiques ont été observées et attribuées aux fortes concentrations en nitrates (Brüchert et al., 2006).

Emissions de sulfure d'hydrogène

Le sulfure d'hydrogène (H_2S) est toxique, il s'accumule dans les sédiments et les eaux de fond et diffuse ou érupte dans la colonne d'eau sous certaines conditions. Ce phénomène perturbe l'écosystème local (effet toxique sur les organismes), avec des implications désastreuses sur l'écosystème marin (Weeks et al., 2002). Ces enrichissements et émissions de H_2S peuvent être détectés par satellite dans les données couleur de l'eau SeaWiFS en "quasi true color" (Figure 1.26). En effet, l'oxydation du sulfure d'hydrogène forme du sulfure colloïdal élémentaire (S^0) dans la couche de mélange, ce qui augmente la réflexion de la lumière et rend les eaux laiteuses (Weeks et al., 2004), directement visible sur les images satellites. Cette technique "quasi true color" combinant différents canaux spectraux permet seulement de détecter les émissions de manière visuelle, et ne permet pas de différencier qualitativement les éruptions de sulfures d'autres événements tels que les blooms de coccolithophoridés ayant une signature similaire (décoloration des eaux de surface) dans les données satellites (Siegel et al., 2006). Ces confusions peuvent être éliminées en utilisant l'information spectrale complète. Ainsi, Ohde et al. (2007) ont développé un algorithme basé sur les réflectances issues du capteur MERIS qui permet d'identifier les sulfures colloïdaux, et de les différencier des blooms de coccolithophoridés, des apports des rivières (rivière Orange) et de la remise en suspension des sédiments. Cette étude a mis en évidence la distribution spatio-temporelle des émissions de H_2S au large de la Namibie. Les émissions sont très côtières et s'étendent de 18°S à 26°S (Figure 1.27). La répartition temporelle met en évidence des émissions régulières en été et automne austral (de Février à Juin), et une seconde période plus restreinte vers Septembre - Octobre (Figure 1.25c). Toutefois, une série temporelle plus longue est nécessaire pour confirmer cette tendance.

Lavik et al. (2009) ont mis en évidence que les eaux affectées par les éruptions de sulfure d'hydrogène étaient "détoxifiées" par des blooms de bactéries chimolithotrophes qui oxydent le sulfure d'hydrogène toxique en sulfure colloïdal (S^0) ou sulfates (SO_4^{2-}). Leur analyse montre que le H_2S peut être complètement consommé par ces bactéries dans les eaux de subsurface. En conclusion, les eaux du plateau continental pourraient être affectées par les émissions de H_2S de façon plus significative que ce qu'il a été reporté jusqu'à présent par les estimations faites à partir des données satellites qui ne permettent de détecter que les

productions de S^0 visibles en surface. Leur importance sur les communautés benthiques pourrait être importante et sous-estimée actuellement (Lavik *et al.*, 2009).

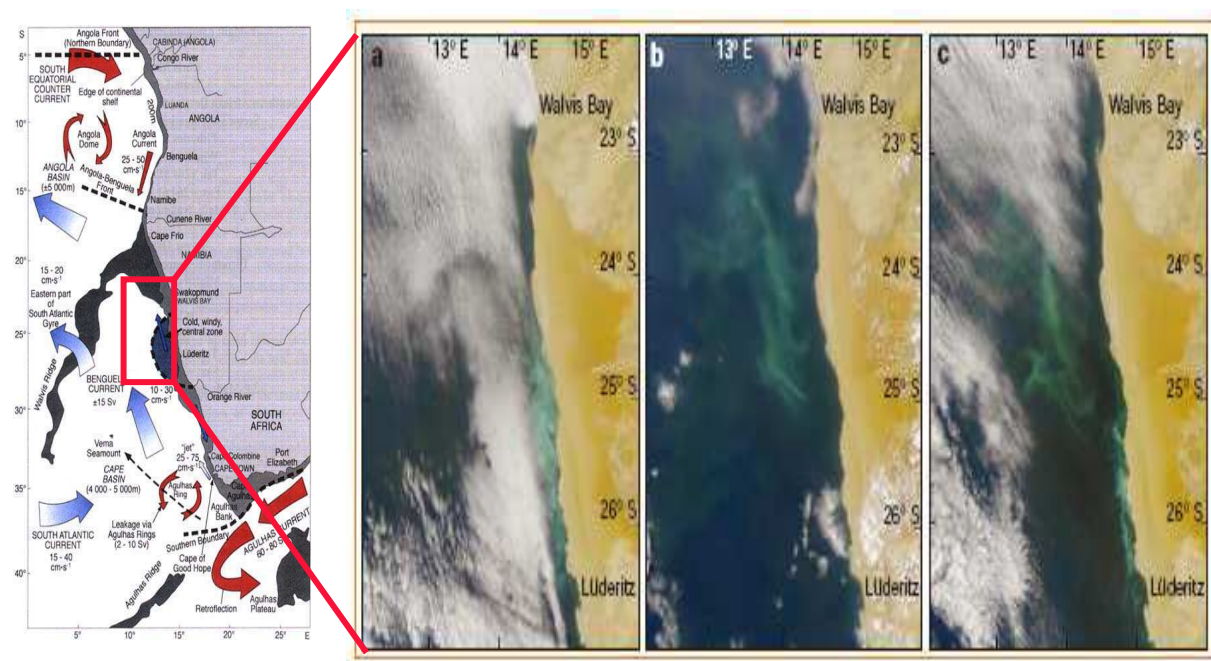


Figure 1.26: Eruptions de sulfure d'hydrogène mises en évidence par télédétection (image “quasi true color” SeaWiFS), d’après Weeks et al. (2004).

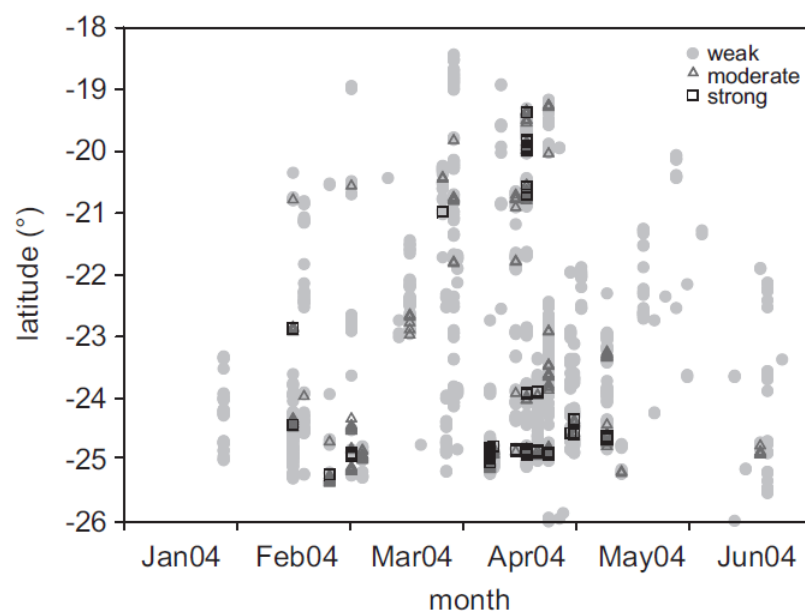


Figure 1.27: Distribution spatiale des éruptions de soufre pour la première partie de l'année 2004, d'après Ohde et al. (2007).

Nitrification production de N₂O

Dans la colonne d'eau, l'oxygène est également consommé par la nitrification, transformation bactérienne de l'ammonium vers les nitrites puis les nitrates:



La distribution verticale du processus de nitrification est liée à la source d'ammonium par la décomposition de la matière organique et l'excrétion des groupes planctoniques, et est restreinte aux zones de faible éclaircissement en raison de l'inhibition de la lumière par les bactéries nitrifiantes (*Olson*, 1981). Durant la nitrification, une petite partie de l'ammonium est convertie en N₂O par les bactéries. En condition de faibles concentrations en oxygène, le N₂O est également produit par la dénitrification, il représente un produit intermédiaire durant la réduction du NO⁻ vers le N₂. L'importance de ces deux voies de production reste encore matière à discussion, et ne permet pas de prédictions globales quantitatives de la production de N₂O (*Bange*, 2008 ; *Naqvi et al.*, 2010). Toutefois, comme la nitrification est directement liée à la reminéralisation de la matière organique, une corrélation entre ΔN₂O (= N₂O mesuré – N₂O à l'équilibre) et l'utilisation apparente de l'oxygène (AOU: Apparent Oxygen Utilization) a été utilisée pour estimer les processus de formation et consommation du N₂O océanique. Pour la majorité des régions océaniques, ΔN₂O et AOU présentent une relation linéaire positive assez claire, suggérant que la nitrification est le principal processus de formation du N₂O (*Bange*, 2008; *Nevison et al.*, 2003). Ainsi, *Nevison et al.* (2003) ont développé une paramétrisation de production instantanée de N₂O en fonction de l'oxygène consommé durant le processus de nitrification comme une fonction non linéaire qui dépend des concentrations en oxygène et de la profondeur. Cette paramétrisation est basée sur des études en laboratoire et des données océanographiques. Elle est généralement utilisée dans les modèles biogéochimiques (*Peña et al.*, 2010). Cependant, une relation plus complexe entre la formation et consommation du N₂O semble exister en conditions suboxiques lorsque la dénitrification se produit (*Bange*, 2008). Ainsi, *Freing et al.* (2009) ont développé une nouvelle paramétrisation de production du N₂O lors de la nitrification, qui dépend linéairement de l'AOU et exponentiellement de la température et de la profondeur, qui peut être appliquée pour estimer la production de N₂O dans l'océan global, incluant les OMZs.

Anammox

La découverte d'un nouveau processus appelé "anammox" dans le cycle de l'azote a suscité beaucoup d'intérêts ces dernières années (*Kuypers et al.*, 2003, 2005 ; *Lavik et al.*, 2009). L'anammox est un processus reconnu comme ayant une grande importance dans la formation de l'azote moléculaire dans les écosystèmes aquatiques, et dans l'élimination de composés

azotés dans le traitement des eaux usées. Ce processus d'anammox, pour "anaerobic ammonium oxidation", permet la conversion de l'ammonium en azote moléculaire en utilisant le nitrite comme accepteur d'électron (Kuenen, 2008).



Le métabolisme des bactéries d'anammox nécessitant la présence simultanée des formes oxydées et réduites de l'azote sous conditions anoxiques, les zones de transition oxiques-anoxiques pourraient représenter des habitats favorables pour les bactéries responsables de ce processus dans les écosystèmes marins. Toutefois, des études récentes supposent que les processus microbiens pourraient être plus complexes que ceux paramétrés actuellement dans les modèles biogéochimiques (comme expliqué ci-dessus). Un couplage entre oxydation aérobie (nitrification) et anaérobie (anammox) de l'ammonium (Woebken *et al.*, 2007), comme dans la mer Noire (Lam *et al.*, 2007), pourrait être mis en jeu, produisant et consommant simultanément du NO_2^- durant le processus d'anammox.

Globalement, 30 à 50% des pertes d'azote inorganique fixé se produisent dans les OMZs et diminuent les concentrations en nitrates, élément limitant de la production primaire. Elles sont généralement attribuées au processus de dénitrification présenté précédemment. Cependant, Kuypers *et al.* (2005) ont montré le rôle non négligeable du processus d'anammox dans la perte d'azote de l'OMZ du système du Benguela. Leurs mesures *in-situ* indiquent que les nitrates ne sont pas directement convertis en N_2 par les bactéries dénitrifiantes en conditions suboxiques, mais plutôt que les bactéries liées à l'anammox étaient responsables de pertes massives d'azote fixé. Ainsi, les OMZs ont de fortes répercussions sur les cycles des nutriments liées à la dénitrification, au processus d'anammox, la production de H_2S et de N_2O .

Kuypers *et al.* (2005) et Lavik *et al.* (2009) ont estimé à partir de mesures *in-situ* les pertes d'azote inorganique fixé associées au processus de dénitrification entre 0.075 et 0.25 $\text{mmolN}_2.\text{m}^{-3}.\text{d}^{-1}$, principalement près de l'interface eau-sédiment au large de Walvis Bay, pour des profondeurs d'eau inférieures à 200 m. Une importante fraction de la dénitrification se produit dans le sédiment (1/2 to 3/4) et l'autre fraction dans la colonne d'eau (Devol, 2008). Pour le processus d'anammox, les estimations *in-situ* varient entre 0.01 et 0.2 $\text{mmolN}_2.\text{m}^{-3}.\text{d}^{-1}$ (Kuypers *et al.*, 2005; Lavik *et al.*, 2009), toujours pour des profondeurs inférieures à 200 m.

Développement et maintien de l'OMZ

La forte productivité du système du Benguela représente un élément clé pour la formation de l'OMZ. Cependant, la consommation locale d'oxygène durant la reminéralisation de la matière organique ne peut maintenir à elle seule les faibles concentrations en oxygène mesurées sur la plateau Namibien. Les interactions non linéaires entre la consommation locale d'oxygène et l'advection vers le Sud des eaux tropicales d'Angola SACW pauvres en oxygène, advectées par le sous-courant dirigé vers le pôle (voir Section 1.3.2 et 1.3.3), déterminent l'intensité et l'étendue des faibles concentrations en oxygène au-dessus du plateau Namibien (Monteiro *et al.*, 2006, 2008). Monteiro and van der Plas (2006) ont

schématisé les facteurs influençant le développement des eaux pauvres en oxygène sur le plateau Namibien. Ces interactions complexes entre plusieurs processus (Figure 1.28) incluent 1/ l'écoulement vers le Sud des eaux pauvres en oxygène originaires de la zone du dôme d'Angola, 2/ la remontée de ces eaux pauvres en oxygène sur le plateau à Cape Frio, 3/ les processus de décomposition locale sur le plateau Namibien, 4/ l'écoulement vers le Nord d'eaux centrales relativement oxygénées depuis le bassin du Cap via l'upwelling de Lüderitz, et 5/ la stratification des eaux situées sur le plateau continental Namibien. L'intensité de l'intrusion et la différence de phase entre l'upwelling de Cape Frio et de Lüderitz résultent en une zone de minimum d'oxygène plus ou moins intense sur le plateau Namibien.

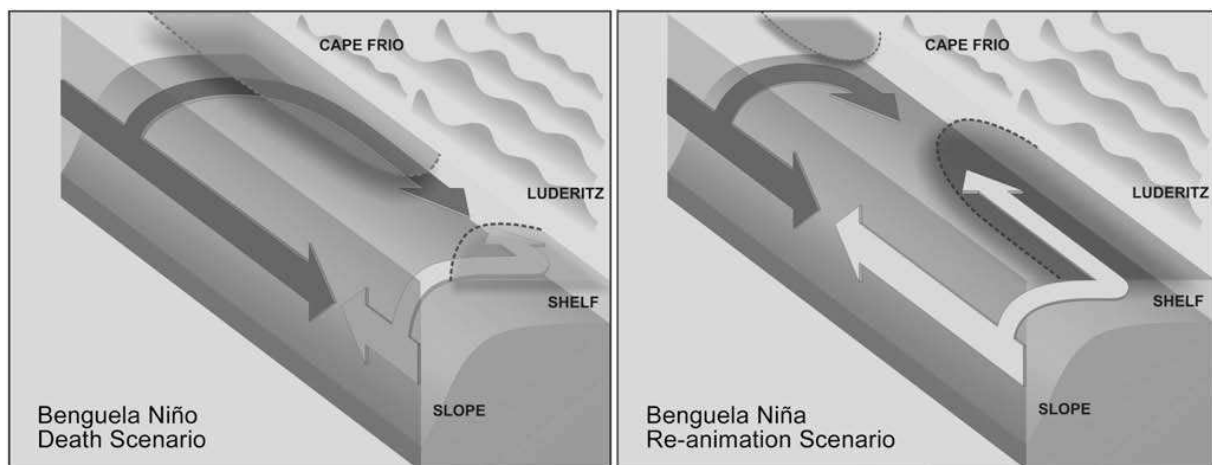


Figure 1.28: Facteurs influençant le développement des eaux pauvres en oxygène sur le plateau continental Namibien, avec les interactions entre l'advection de SACW depuis le bassin d'Angola, l'upwelling à Cape Frio qui advecte des eaux pauvres en oxygène sur le plateau et l'upwelling de Lüderitz qui advecte des eaux plus riches en oxygène sur le plateau continental. La matière organique issue du processus d'upwelling ainsi que la stratification des eaux côtières jouent également des rôles importants dans l'intensité et la localisation des événements extrêmes, tel que les émissions de sulfure et de méthane. D'après Monteiro and van der Plas (2006).

Comme expliqué dans la Section 1.2.1, la tension de vent méridienne est intense toute l'année au niveau de Lüderitz (27°S) et du Cape Frio (18°S) (Lass and Mohrholz, 2008), alors qu'elle est plus faible entre ces deux zones. La nature pérenne des Alizés au niveau de Lüderitz et de Cape Frio entraîne une bonne ventilation de la colonne d'eau du plateau continental au niveau de ces deux cellules de vent, et une ventilation plus faible entre elles (Lass and Mohrholz, 2008). Durant la saison hivernale et printanière, les eaux oxygénées SACW du bassin du Cap (ESACW) progressent vers la partie Nord du Benguela (Mohrholz et al., 2008) et ventilent les eaux de fond du plateau Namibien. Cette ventilation du plateau Namibien par ESACW est due au transport direct (au-dessus du plateau continental) de cette masse d'eau vers le Nord ainsi qu'au courant de compensation d'Ekman sous la couche de mélange au-dessus du plateau continental. Ces deux contributions maintiennent la fraction de SACW originaire

d'Angola bien en dessous de 50% en hiver et assurent une colonne d'eau bien oxygénée (*Mohrholz et al.*, 2008). En revanche, cette ventilation des eaux de fond du plateau Namibien diminue en été austral, alors que la profondeur de la couche d'eau affectée par le transport d'Ekman s'amincit et que l'intensité de la circulation "cross-shelf" de sub-surface s'affaiblit, avec un courant de compensation d'Ekman qui disparaît en dessous de 70 m de profondeur (*Mohrholz et al.*, 2008). Les eaux SACW pauvres en oxygène originaires du bassin d'Angola pénètrent régulièrement sur le plateau continental du sous-système Nord du Benguela en été et automne austral (fraction > 55% ; *Mohrholz et al.*, 2008), advectées par le sous-courant. Cette intrusion maintient les conditions suboxiques des eaux de fond du plateau Namibien. Si les eaux de fond sont peu ventilées par le courant de compensation d'Ekman durant plusieurs semaines (*Lass and Mohrholz*, 2008), du sulfure d'hydrogène se forme et s'accumule dans les eaux de fond et au niveau des sédiments riches en matière organique sur le plateau continental Namibien, avec des émissions de H_2S à l'interface eau-sédiment (*Emeis et al.*, 2004). Le prochain épisode d'upwelling permettra la remontée vers la surface des eaux de fond. Ce type d'évènement est principalement observé au Nord de Lüderitz entre Février et Juin, avec un maximum de zones affectées en Avril (Figure 1.25c ; *Ohde et al.*, 2007). Cette période coïncide bien avec l'occurrence de fractions élevées de SACW originaire d'Angola au-dessus du plateau Namibien. *Ohde et al.* (2007) ont également noté la présence d'épisodes sulfuriques en Octobre 2004, en réponse à un transport dirigé vers le pôle et une fraction de SACW d'Angola d'environ 60%. De fortes concentrations en sulfure dissous ont été mesurées au large de la Namibie: jusqu'à 22 μM près de la surface des sédiments sur le plateau continental (*Brüchert et al.*, 2003 ; *Lavik et al.*, 2009).

Au large de Walvis Bay, le passage entre conditions oxiques à anoxiques se produit pour une fraction de SACW originaire d'Angola de 55%. Cette corrélation entre concentrations en oxygène et fraction de SACW met en évidence un premier contrôle du contenu en oxygène par les processus physiques (*Mohrholz et al.*, 2008). Ainsi, l'intensité du sous-courant dirigé vers le pôle contrôle les prédispositions à l'occurrence de conditions anoxiques dans la partie Nord du Benguela (*Mohrholz et al.*, 2008). Ce déclenchement à distance serait indispensable pour développer des conditions anoxiques en combinaison avec la forte consommation locale d'oxygène, et expliquerait la plupart de la variabilité saisonnière et interannuelle des concentrations en oxygène dissous (*Monteiro et al.*, 2008). Ces conditions, régulières en été austral dans la partie Nord du Benguela, ont des implications significatives sur les flux biogéochimiques entre le sédiment et les eaux de fond et sur les ressources marines (poissons et crustacés) (*Monteiro and van der Plas*, 2006 ; *Monteiro et al.*, 2008). Les processus dans les sédiments et à l'interface eau-sédiment représentent des composants critiques dans l'étude biogéochimique des upwellings côtiers. Le rôle des communautés benthiques est très peu connu à cette interface, de part leur complexité et leur variabilité spatio-temporelle.

Des conditions anoxiques se produisent également, mais de façon plus variable, dans une bande très étroite du plateau continental dans la partie Sud du Benguela, entièrement liées aux processus de décomposition de la matière organique (Baie de St Hélène). Bien que ces épisodes anoxiques n'atteignent pas les conditions extrêmes observées dans la partie Nord du Benguela (*Monteiro and van der Plas*, 2006), les mortalités massives périodiques de crustacés et langoustes se produisent plus fréquemment au Sud du Benguela qu'au Nord, et sont généralement liées à d'importants blooms phytoplanctoniques dans la zone de St Helena Bay

(Pitcher and Weeks, 2006). Alors que les concentrations en oxygène varient de manière saisonnière et interannuelle, la tendance à long terme montre un déclin des concentrations en oxygène d'environ $1 \text{ mlO}_2 \cdot \text{l}^{-1}$ (35%) depuis 1961, dans les eaux situées sous la thermocline (Hutchings et al., 2009). Ce déclin dans les eaux oxygénées semble affecter la distribution des langoustes, avec un déplacement de celles-ci vers le Sud-Est (Cockcroft et al., 2008) qui a augmenté entre 1960 et 2000. Les répercussions de ces changements dans l'écosystème du Benguela sont majeures, puisque l'activité économique et sociale des pays voisins dépend fortement des ressources marines (Hutchings et al., 2009).

1.4.6 Emissions de gaz à effet de serre

Le protoxyde d'azote

Les concentrations en N_2O , dont le pouvoir réchauffant vaut 300 fois celui du CO_2 (Jain et al., 2000; Ramaswamy et al., 2001), sont actuellement en augmentation dans l'atmosphère. Le N_2O n'est détruit que dans la stratosphère, où il peut donner des oxydes d'azote qui interviennent ensuite dans les cycles catalytiques de destruction de l'ozone. Il joue par conséquent un rôle clé dans l'ozone stratosphérique et le budget de chaleur troposphérique (Bange, 2006 ; IPCC - Denman et al., 2007). Cette constatation a stimulé l'étude des processus océaniques de production de N_2O . La contribution océanique peut atteindre 30% des sources de N_2O atmosphériques (Bange, 2006; Denman et al., 2007), les régions d'upwellings côtiers représentant une grande part de cette contribution (jusqu'à 50% des sources océaniques ; Nevison et al., 2003). La plupart de ces régions sont associées à des OMZs, les processus impliqués dans le cycle du N_2O étant la nitrification et la dénitrification (Gallegos and Farias, 2008 ; Kock et al., 2008).

Les EBUS apparaissent ainsi comme étant des sources particulièrement importantes de protoxyde d'azote (N_2O) (Codispoti et al., 2001; Cornejo et al., 2006; Farias et al., 2007 ; Paulmier et al., 2008) pour l'atmosphère. En effet, le N_2O océanique est produit durant les processus de nitrification et dénitrification microbiennes dans les eaux de sub-surface et au niveau du sédiment (Section 1.4.5). Le N_2O produit est ensuite advecté par upwelling (Horrigan et al., 1981 ; Ward, 1986). De plus, les zones d'upwellings étant caractérisées par une forte production primaire, l'importante quantité de matière organique dans la colonne d'eau crée des conditions favorables pour augmenter la production microbienne de N_2O (Epply and Peterson, 1979 ; Capone, 1991 ; Codispoti et al., 1992 ; Bange, 2008).

Une récente étude de Gallegos and Farias (2008) au large du Chili a montré que la principale accumulation de N_2O se situe au niveau de l'oxycline. Le fort gradient d' O_2 semble être le site idéal pour les bactéries nitrifiantes et dénitrifiantes produisant du N_2O , ce qui constitue une importante source de N_2O pour l'atmosphère. Les flux de N_2O les plus importants ont été observés durant la période active d'upwelling au large du Chili, confirmant l'importance de l'upwelling comme mécanisme de dégazage (Farias et al., 2008). Différentes études menées au large du Chili (Paulmier et al., 2008), de la Mauritanie (Wittke et al., 2010) et de la

Californie (Lueker *et al.*, 2003) confirment l'importance des zones d'upwelling comme source de N₂O pour l'atmosphère. La saisonnalité des flux de N₂O à l'interface océan-atmosphère reflètent la saisonnalité des vents d'upwelling (Wittke *et al.*, 2010). Le manque d'étude dans la zone de l'upwelling du Benguela n'a jusqu'à très récemment pas permis de documenter la production et le dégazage de N₂O (Naqvi *et al.*, 2010). Pour la première fois dans le système de l'upwelling de Namibie, des prélèvements ont été réalisés au large de Walvis Bay (23°S) pour la détermination des concentrations en N₂O durant la campagne FRS Africana, en Décembre 2009, dans le cadre du projet Allemand GENUS (Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System ; voir le rapport de campagne de Verheye and Ekau, 2009). Une collaboration avec Tim Rixen du Leibniz Center for Tropical Marine Ecology (Bremen, Allemagne) m'a permis d'avoir accès aux données collectées durant cette campagne, en Décembre 2009. L'analyse de ces données est effectuée plus en détail dans la Section 2.2.4 du chapitre suivant, et ont fait l'objet d'un article récemment publié dans le journal Biogeosciences Discussion (Gutknecht *et al.*, 2011 ; voir Chapitre 3 de la thèse).

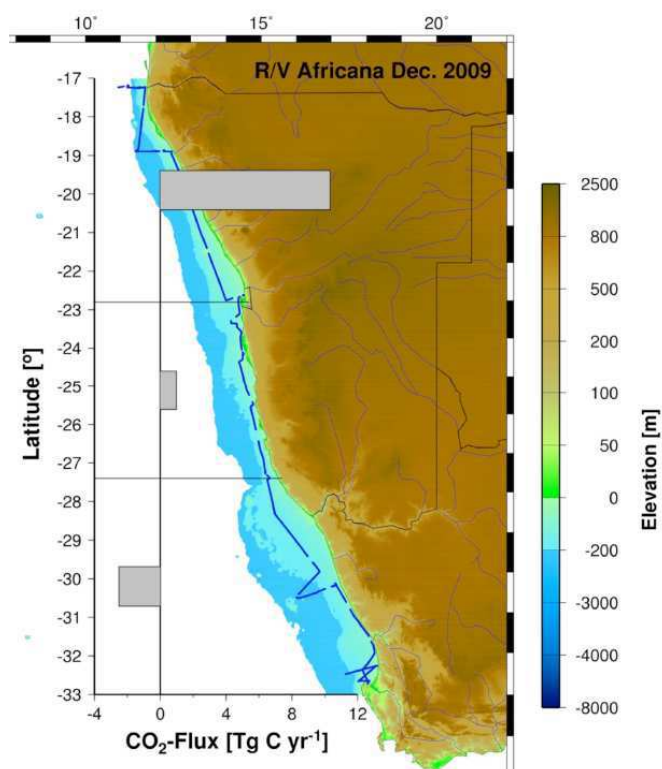
A partir d'un modèle d'upwelling, Nevison *et al.* (2004) ont estimé les émissions de N₂O dans la zone Sud-Ouest de l'Atlantique Sud, le long des côtes Africaines (5°S – 30°S: $1.9 \cdot 10^5 \text{ km}^2$ soit 10.9% de la surface globale des zones d'upwelling). Les émissions annuelles de N₂O sont estimées à +16 Gg N, soit 8% des émissions globales de N₂O des zones d'upwelling. En divisant par la surface considérée, cette zone émet $+8.4 \cdot 10^{-2} \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Les autres systèmes d'upwelling côtiers étudiés par Nevison *et al.* (2004) émettent entre $+6.3$ et $+16.4 \cdot 10^{-2} \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Cette étude montre que les émissions dans la zone de l'upwelling du Benguela ne sont pas négligeables et contribuent aux émissions de N₂O océaniques.

Le dioxyde de carbone

L'importance des flux de CO₂ à l'interface océan-atmosphère reste mal connue dans les EBUS, alors qu'elle est essentielle pour comprendre le rôle de ces régions très productives dans le cycle du carbone global. Les zones d'upwellings sont le siège de processus physiques et biogéochimiques très actifs. Dans la région Sud-Est Atlantique, la variabilité du flux de CO₂ à l'interface océan-atmosphère est importante en raison de l'upwelling du Benguela et des structures à mésoéchelle comme les tourbillons et filaments. Durant un événement d'upwelling, les eaux profondes riches en carbone inorganique dissous (TCO₂) sont advectées vers la surface. La température de ces eaux augmentant, le coefficient de solubilité du CO₂ diminue, entraînant une augmentation de la pression partielle océanique de CO₂ (pCO₂). De très fortes valeurs de pCO₂ dans l'océan de surface (jusqu'à 800 µatm) ont été mesurées dans cette zone durant la campagne Galathée, avec une importante émission de CO₂ vers l'atmosphère (jusqu'à $2.4 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) (Sørensen *et al.*, 2008 ; voir Section 2.2.3 du chapitre suivant). Lors d'un épisode d'upwelling, les effets de remontée d'eaux riches en TCO₂ et le dégazage de CO₂ sont plus importants que la consommation de CO₂ par la photosynthèse. Cependant, en s'éloignant de la zone d'upwelling, la photosynthèse est le principal processus qui permet une diminution de la pCO₂ océanique. L'océan agit alors comme un puits de CO₂ atmosphérique.

La campagne FRS Africana (en Décembre 2009), dans le cadre du projet GENUS, a déjà permis de quantifier les flux de CO₂ à l'interface océan-atmosphère le long des côtes Namibiennes et d'Afrique du Sud (Figure 1.29). Les estimations présentées dans le rapport de campagne (Verheye and Ekau, 2009) montrent un faible flux de CO₂ vers l'océan dans la partie Sud du Benguela (de 27.5°S à 33°S), un faible dégazage entre 23°S et 27.5°S, et un important dégazage de CO₂ estimé à 11.2 TgC.yr⁻¹ entre 17°S et 23°S. Cependant, la variabilité spatiale et temporelle dans le système de l'upwelling du Benguela est importante. Santana-Casiano et al. (2008) et Gonzalez-Davila et al. (2009) ont étudié la variabilité du flux océan-atmosphère de CO₂ au large de la zone de l'upwelling du Benguela en 2005 et 2006. Cette zone présente un flux négatif, agissant principalement comme un puits de CO₂. D'après ces deux études et les observations faites durant la campagne Galathéa, l'océan se comporte comme une source de CO₂ pour l'atmosphère au niveau de l'upwelling et un puits de CO₂ atmosphérique au large de la zone d'upwelling. Le bilan net du flux de CO₂ à l'interface océan-atmosphère dans le système complet n'est pas connu actuellement, ce système pouvant être une source ou un puits de CO₂ pour l'atmosphère.

Figure 1.29: Flux de CO₂ moyennés pour trois sections du transect (convention atmosphérique : positif : dégazage vers l'atmosphère, négatif : flux dirigé vers l'océan). Pour la détermination des flux de CO₂, la zone du plateau et talus continental (< 500 m) a été considérée (zone en bleu). La ligne bleue foncée représente la trajectoire du navire durant la campagne FRS Africana, en Décembre 2009, dans le cadre du projet GENUS. D'après le rapport de campagne de Verheye and Ekau (2009).



1.5 Changements, tendances physiques et biogéochimiques actuelles

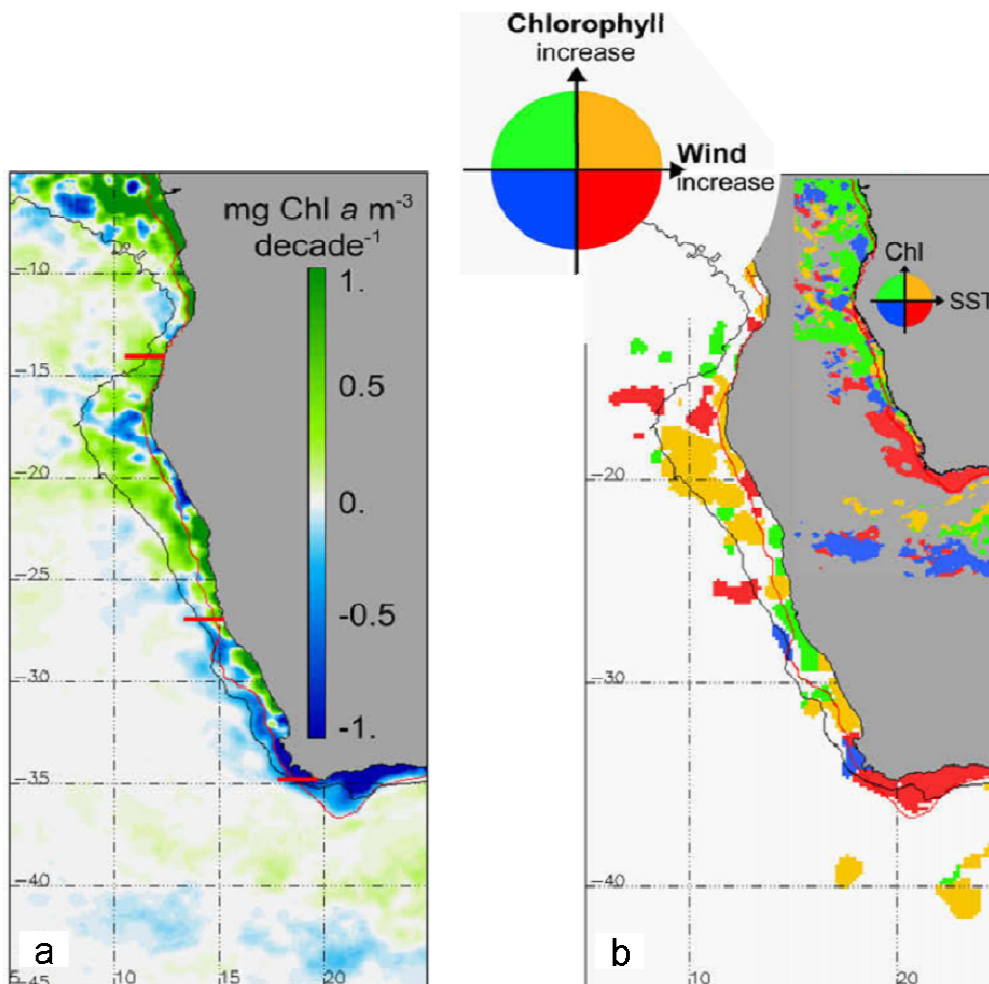
Les prévisions des futures concentrations en CO₂ atmosphériques et océaniques indiquent que les concentrations pourraient excéder 500 ppm en 2050 et 800 ppm en 2100, produisant une diminution du pH des eaux de surface de 0.4 pour la fin du siècle, et correspondant à une diminution de 50% des concentrations en ion carbonate (Orr et al., 2005). Une telle

acidification des océans aurait d'importantes conséquences sur les écosystèmes marins (e.g. *Riebesell et al.*, 2000 ; *Ishimatsu et al.*, 2004 ; *Pörtner et al.*, 2005 ; *Raven et al.*, 2005). Cependant, l'impact de ce phénomène sur la biogéochimie (e.g. impact sur la spéciation des nutriments, production primaire, cycles de nutriments, du carbone et des sulfures ; ICES, 2008) des EBUS n'est encore que très peu compris. Ainsi, l'identification des changements de régimes et la compréhension de leurs mécanismes dans les EBUS demeurent un défi majeur pour l'étude des cycles biogéochimiques marins (*Quiñones*, 2010).

Toutefois, il est reconnu que les conditions biogéochimiques dans les EBUS sont très sensibles aux changements à cause des dimensions relativement faibles de ces zones, de la présence de masses d'eau proche de l'hypoxie et anoxie, ainsi que des pressions anthropiques croissantes sur les systèmes côtiers (*Codispoti*, 2008). Les situations hypoxiques sont actuellement en augmentation dans l'océan global, influençant les cycles biogéochimiques des éléments et les ressources marines (*Peña et al.*, 2010). Le réchauffement global pourrait aggraver ces conditions hypoxiques, en réduisant la solubilité de l'oxygène, en augmentant la stratification et en réduisant la ventilation hivernale de la colonne d'eau. Depuis le début du XX^{ième} siècle, les volumes et surface des OMZs augmentent, probablement dues aux modifications de circulation et de production primaire en relation avec le réchauffement global (*Paulmier et al.*, 2008 ; *Stramma et al.*, 2008, 2010 ; *Gilbert et al.*, 2010). L'OMZ à l'Est de l'océan Atlantique Tropical s'est étendue et intensifiée durant les 50 dernières années (*Stramma et al.*, 2008). Dans ce bassin, le déclin en oxygène est le plus intense, mais la zone hypoxique est petite, comparée à celles des océans Pacifique et Indien. Pour ces raisons, il est probable que dans le futur, l'augmentation des zones hypoxiques soit plus importante dans l'océan Atlantique que dans les autres océans (*Stramma et al.*, 2008).

Demarcq (2009) a étudié les tendances des vents (QuikSCAT), de la température de surface de l'océan (SST ; capteur AVHRR), et de la production primaire (concentrations en chlorophylle de surface issues du capteur SeaWiFS étant utilisées comme proxy) dans les quatre principaux EBUS. La tendance des Alizés sur la période QuikSCAT (2000-2007) est positive dans la plupart des EBUS, avec une valeur moyenne de $+0.12 \text{ m.s}^{-1}.\text{decennie}^{-1}$. Cette accélération semble être liée à une augmentation générale des Alizés dans les tropiques ($+0.14 \text{ m.s}^{-1}.\text{decennie}^{-1}$). Cette tendance semble consistante avec les mesures globales de vents côtiers, où une augmentation des vents parallèles à la côte dans les EBUS a été montrée par *Bakun* (1990) pour la période située entre 1950 et 1985. Dans la zone de l'upwelling du Benguela, pour la période 2000-2007, les plus fortes valeurs se situent au niveau du Benguela Sud ($+0.36 \text{ m.s}^{-1}.\text{decennie}^{-1}$), alors que les Alizés de la partie Nord du Benguela ne montrent pas de tendance significative ($+0.08 \text{ m.s}^{-1}.\text{decennie}^{-1}$; *Demarcq*, 2009). Les données de SST issues du capteur AVHRR montrent également une tendance positive à l'échelle globale, avec un réchauffement plus important sur les marges continentales ($< 1000 \text{ m}$ de profondeur ; $+0.54^{\circ}\text{C}.\text{decennie}^{-1}$) que dans l'océan ouvert ($+0.30^{\circ}\text{C}.\text{decennie}^{-1}$; *Demarcq*, 2009). Les EBUS présentent un réchauffement à peine moins important ($+0.42^{\circ}\text{C}.\text{decennie}^{-1}$) que les marges continentales. Entre 1985 et 2007, le système du Benguela présente une faible tendance positive ($< 0.2^{\circ}\text{C}.\text{decennie}^{-1}$). Par contre, en ne considérant que la période 1998-2007, le sous-système Nord de l'upwelling du Benguela présente une tendance négative ($-0.12^{\circ}\text{C}.\text{decennie}^{-1}$), en accord avec l'intensification des Alizés. Ce résultat est confirmé par *Narayan et al.* (2010) au niveau de la cellule de Lüderitz. Le sous-système Sud présente une

tendance positive, avec $+0.1^{\circ}\text{C.décennie}^{-1}$. La biomasse quant à elle montre une tendance positive dans la plupart des EBUS, entre 1998 et 2007 ($+0.16 \text{ mgChl.m}^{-3}.\text{décennie}^{-1}$; Demarcq, 2009). Dans la zone de l'upwelling du Benguela, la tendance est différente entre la partie Nord et Sud du système. Le sous-système Nord du Benguela montre une anomalie positive de chlorophylle-*a* ($+0.19 \text{ mgChl.m}^{-3}.\text{décennie}^{-1}$; Figure 1.30), avec un maximum sur le plateau continental et une extension de la biomasse vers le large. Le sous-système Sud présente également une tendance positive sur le plateau continental entre 27°S et 32°S , alors qu'une diminution des concentrations est observée au large de cette même zone (Figure 1.30). Cette diminution de la biomasse au large et augmentation sur le plateau pourrait être influencée par l'activité à mésoéchelle qui joue un rôle important sur les processus d'enrichissement dans la couche euphotique (Demarcq, 2009). Au Sud de 32°S , entre Cape Peninsula et la partie Est du Banc des Aiguilles, la tendance est clairement négative (Figure 1.30; Demarcq, 2009).



*Figure 1.30: a) Tendence spatiale des concentrations en chlorophylle-*a* pour la période 1998-2007. L'isobathe 200 m est indiquée en rouge. b) Réponse de la biomasse à la tendance des Alizés pour la période 2000-2007 et à la tendance de la SST (figure insérée) pour la période 1998-2007. D'après Demarcq (2009).*

L'abondance de copépodes montre également des changements et tendances (*Hutchings et al.*, 2009). Dans la partie Nord du Benguela, leur abondance montre une augmentation entre 1970 et 2007, bien qu'un déclin semble être observé après 2005 (Figure 1.31b). Ce déclin récemment observé se doit donc d'être confirmé par une série temporelle plus importante. Dans la partie Sud, l'abondance de copépodes entre 1950 et 2007 présente également une augmentation jusqu'en 1995 (Figure 1.31a), et un déclin les années suivantes qui serait dû à l'augmentation des poissons pélagiques (*Verheye et al.*, 1998).

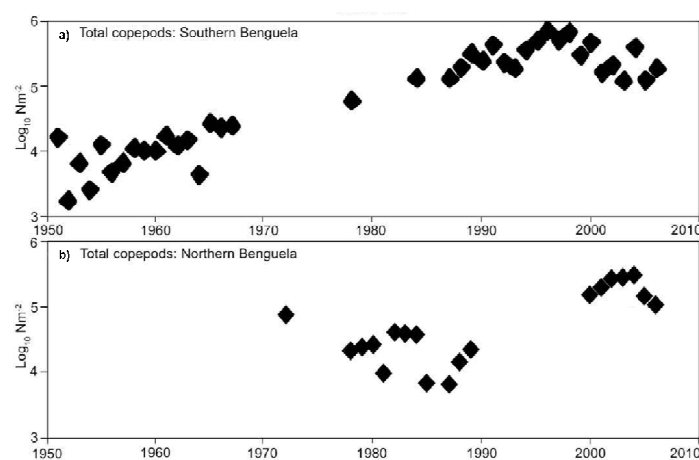


Figure 1.31: a) Evolution temporelle de l'abondance totale de copépodes (\log_{10} (nombre d'individu.m⁻²)) a) dans la zone de St Helena Bay (32°S) de 1950 à 2007 (d'après Verheye et al., 1998) et b) dans la zone de Walvis Bay (23°S) de 1970 à 2007.

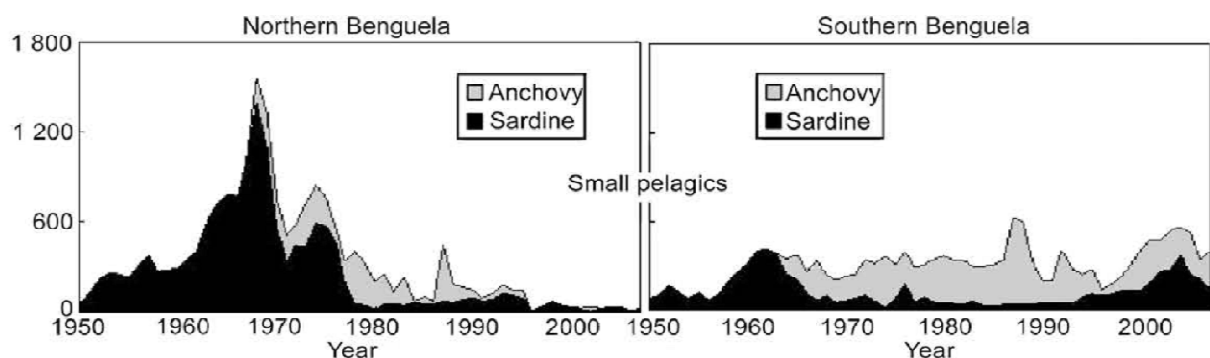


Figure 1.32: Changements dans les prises de pêche des sardines et anchois dans les sous-systèmes Nord et Sud du Benguela. Les prises de pêche sont étroitement liées à la biomasse. D'après Hutchings et al. (2009).

Les populations de sardine et anchois montrent également des changements (populations et prises de pêche) sur les dernières décennies (Figure 1.32 ; *Hutchings et al.*, 2009). Dans la partie Nord du Benguela, les populations de sardines ont dominé de 1950 à 1975, et se sont effondrées au milieu des années 70. La pêche aux anchois fut alors encouragée mais leurs populations ont décliné à leur tour, sans que celles des sardines n'augmentent à nouveau. Ainsi, les prises des petits pélagiques ont diminué de 1.3 millions de tonnes à moins de 100 000 tonnes entre les années 80 et 90. Au début des années 90, les premiers signes de reprises ont été stoppés par un événement anoxique extrême en 1994 (*Monteiro and van der Plas*, 2006), une intrusion d'eau chaude en 1995, la pression de la pêche ainsi qu'un faible taux de reproduction, menant à un déclin encore plus important de la biomasse et des prises des petits pélagiques (*Boyer et al.*, 2001; *Boyer and Hampton*, 2001).

Dans la partie Sud du Benguela, les populations de sardines présentent deux maxima, en 1962 et en 2002-2003, et une faible biomasse entre ces deux périodes. Les populations d'anchois représentent globalement la biomasse dominante dans la partie Sud du Benguela. L'évolution temporelle de ces deux espèces montre un déplacement des populations de sardines (*Coetzee et al.*, 2008) et d'anchois (*Roy et al.*, 2007) à l'Est de Cape Agulhas (20°E) ces dernières années (*van der Lingen et al.*, 2006), apparemment lié aux gradients de SST (*Roy et al.*, 2007). La reproduction des anchois reste toutefois élevée et stable sur la côte Ouest de l'Afrique du Sud, contrairement à celle des sardines (*Hutchings et al.*, 2009).

1.6 Conclusion

Dans ce premier chapitre, les caractéristiques du système de l'upwelling du Benguela ont été décrites afin de mettre en évidence les particularités de la zone d'étude. Les processus physiques sont directement forcés par le vent, la circulation (courant, ondes, ...) et la topographie. Les processus biogéochimiques liés au cycle de l'azote sont complexes, avec la présence d'une zone de minimum d'oxygène et des processus de dénitrification et anammox associés, des zones d'émissions de CO₂ et N₂O liées à la remontée d'eaux profondes par upwelling, et des zones d'invasion de CO₂ au large du système (au large du talus continental). L'étude de ces processus couplés a fait l'objet de ma thèse par modélisation et analyse de données satellite et in-situ (Chapitres 2, 3 et 4 de ma thèse).

Chapitre 2

Outils et méthodes

Lors de mon travail de thèse, différents outils ont été utilisés, développés et validés. J'ai ainsi développé un modèle biogéochimique spécifique adapté à la zone de l'upwelling du Benguela (BioEBUS ; **B**iogeochemical model for **E**astern **B**oundary Upwelling **S**ystems), présentant une zone de minimum d'oxygène, afin de simuler le fonctionnement des premiers niveaux trophiques de l'écosystème du Benguela. J'ai ensuite couplé BioEBUS au modèle hydrodynamique ROMS (dans sa version française, développée à l'IRD et dénommée ROMS-AGRIF), afin de produire ma propre configuration couplée physique/biogéochimie, dite configuration "Namibie". Pour ce faire, une phase de calibration des paramètres biogéochimiques a été menée, puis une phase de validation du modèle (physique et biogéochimique) a été effectuée par des comparaisons avec des observations satellites et *in-situ*.

Je décrirai d'abord le modèle physique ROMS, puis la configuration "Namibie" mise au point, et le modèle biogéochimique BioEBUS développé. Je présenterai ensuite les travaux de calibration et de validation du modèle couplé. Enfin, je détaillerai les données satellites et *in-situ* utilisées durant cette étude.

2.1 Modèle couplé physique/biogéochimie

2.1.1 Modèle hydrodynamique ROMS

Le modèle hydrodynamique tridimensionnel ROMS (Regional Ocean Modeling System ; *Shchepetkin and McWilliams*, 2003, 2005), dans sa version IRD, avec la capacité d'emboîtement de grille (ROMS-AGRIF pour Adaptive Grid Refinement in Fortran ; *Penven et al.*, 2006b ; *Debreu et al.*, 2011), a été utilisé dans cette étude. ROMS est un modèle basé sur les hypothèses hydrostatiques, d'incompressibilité et de Boussinesq pour résoudre les équations primitives (équations détaillées ci-dessous), et qui résout la surface libre. L'une des spécificités de ROMS est sa discrétisation selon la verticale: elle se fait selon

un système de coordonnées sigma généralisées. Les niveaux épousent ainsi la forme du fond marin en suivant exactement la topographie, et la résolution verticale peut être augmentée près de la surface et/ou du fond. Ainsi, les conditions aux limites en surface et au fond sont représentées précisément. Selon l'horizontale, les coordonnées curvilignes orthogonales sont utilisées et permettent d'avoir une grille horizontale qui suit la frontière, de bien représenter des frontières latérales irrégulières, et d'avoir une résolution spatiale variable latéralement. Cette discrétisation spatiale est effectuée sur une grille décalée d'Arakawa de type "C" (Arakawa and Lamb, 1977) (Figure 2.1). Au niveau de la discrétisation temporelle, ROMS utilise un schéma dit "split explicite". Cela consiste à séparer le calcul de la dynamique rapide barotrope de celui de la dynamique barocline plus lente et de les recoupler en fin de calcul. Cette technique permet un gain numérique important.

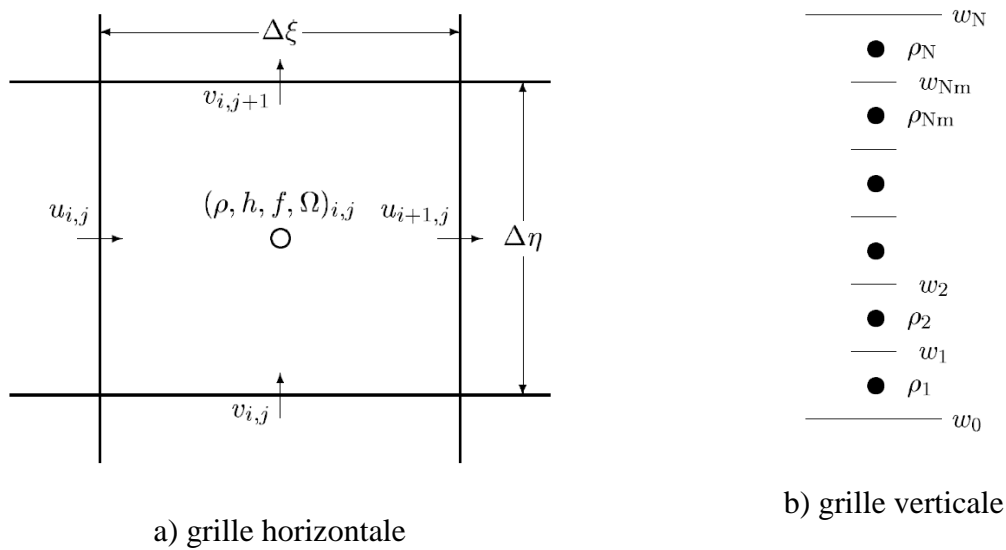


Figure 2.1: Placement des variables sur la grille C d'Arakawa (a) et sur la grille verticale (b). Sur l'horizontale, les points ρ , h , f , et Ω sont intercalés entre deux points u (v) sur la direction zonale (méridienne). Sur la verticale, les points ρ sont intercalés entre deux points Ω . L'utilisation de ces grilles permet d'écrire les équations sous forme de flux en limitant le nombre d'opérations de moyennes et donc d'optimiser la conservation de quantité de mouvement et de traceurs dans le domaine.

Equations primitives et conditions aux limites

Les hypothèses classiques et fondamentales pour la modélisation des écoulements océaniques, qui permettent d'obtenir les équations régissant les écoulements hydrodynamiques dans l'océan à partir des équations de Navier-Stokes, sont les suivantes:

- *L'approximation hydrostatique:* L'océan est supposé posséder une couche d'eau peu profonde. Ainsi, les échelles horizontales sont très supérieures aux échelles verticales.

L'équation de Navier-Stokes suivant la verticale se résume alors à l'équation de l'équilibre hydrostatique. Les vitesses verticales, dont les échelles spatiales et temporelles sont supposées petites, ne sont pas explicitement calculées et sont déduites de l'équation de continuité. Les processus faisant intervenir des vitesses verticales (ondes internes, convection,...) doivent alors être paramétrés via le sous-modèle de fermeture turbulente.

- *L'approximation de Boussinesq*: La densité de l'eau et la pression sont supposées varier peu dans l'espace et le temps autour de leur valeur moyenne. Cette approximation permet de négliger toutes les variations de densité dans l'équation de Navier-Stokes sauf pour la force de gravité. Ces variations n'interviennent donc qu'à travers l'équilibre hydrostatique.

- *L'hypothèse d'incompressibilité*: La masse d'une particule fluide est supposée ne pas varier avec la pression. Cette hypothèse transforme l'équation de continuité en une condition de non divergence du champ de vitesse.

Ces trois hypothèses permettent de dériver les équations de Navier-Stokes en des équations plus simples, dites primitives, décrivant la conservation de la quantité de mouvement horizontale, l'équilibre hydrostatique, la conservation de la masse, l'évolution de la température et de la salinité. Un système de 7 équations à 7 inconnues est ainsi obtenu, présenté ci-dessous en coordonnées cartésiennes (x, y, z, avec z croissant vers le haut) :

- les équations du mouvement:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla u - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} + F^u + D^u \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla v + fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} + F^v + D^v \quad (2.2)$$

- l'équilibre hydrostatique:

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_0} \quad (2.3)$$

- les équation de température et salinité:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla T = F^T + D^T \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla S = F^S + D^S \quad (2.5)$$

- l'équation de continuité (conservation de la masse pour un fluide incompressible):

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.6)$$

- l'équation d'état:

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (2.7)$$

avec comme conditions aux limites en surface ($z = \zeta$) et au fond ($z = -h$, h étant la bathymétrie en mètres) :

$$\begin{array}{ll} \text{En surface,} & \left\{ \begin{array}{l} K_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_s^x \\ K_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_s^y \\ K_v^T \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \\ K_v^S \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{(E-P)S}{\rho_0} \\ w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \end{array} \right. \\ z = \zeta & \end{array} \quad \begin{array}{ll} \text{Au fond,} & \left\{ \begin{array}{l} K_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b^x \\ K_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_b^y \\ K_v^T \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \\ K_v^S \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \\ w = -u \frac{\partial h}{\partial x} - v \frac{\partial h}{\partial y} \end{array} \right. \\ z = -h & \end{array}$$

- u , v et w sont les composantes de la vitesse en coordonnées cartésiennes (x, y, z) et $\vec{u} = (u, v)$.
- T est la température potentielle.
- S est la salinité.
- ζ est l'élévation de surface de la mer.
- $\rho_0 + \rho$ est la densité totale *in-situ*.
- $\phi = \frac{P}{\rho_0}$ est la pression dynamique ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$).
- f est le paramètre de Coriolis.
- g est l'accélération de la gravité.
- τ_s^x et τ_s^y sont les composantes de la tension visqueuse exercée par le vent sur la surface libre.
- τ_b^x et τ_b^y sont les composantes de la tension de fond.
- Q et $(E - P)$ désignent respectivement les flux de chaleur et d'évaporation nette à l'interface océan-atmosphère.
- h est la bathymétrie.
- F^u , F^v , F^T et F^S représentent les termes de forçages: tension du vent (zonale et méridienne), flux de chaleur et flux d'eau douce, respectivement.
- D^u , D^v , D^T et D^S représentent les termes de dissipation/diffusion latérale et verticale. Par exemple, pour la température T (mais il en est de même pour u , v et S), le terme de dissipation/diffusion s'écrit:

$$D^T = D_h^T + D_v^T = K_h^T \Delta_h T + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v^T \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2.8)$$

- $K_h^T \Delta_h T$: le terme de mélange latéral (diffusion horizontale), avec K_h^T le coefficient de diffusion latérale pour la température. Pour la salinité, ce coefficient se nomme K_h^S . Pour u et v , il se nomme K_h .
- $\frac{\partial}{\partial z}(K_v^T \frac{\partial T}{\partial z})$: le terme de mélange vertical, avec K_v^T le coefficient de diffusion turbulente ou diffusivité thermique. Pour la salinité, ce coefficient se nomme K_v^S , la diffusivité haline. Pour u et v , il se nomme K_v , la viscosité. Dans le code, K_v est noté Ak_v , $K_v^T \equiv Ak_t$ et $K_v^S \equiv Ak_s$.

La fermeture turbulente fournit les coefficients de mélange vertical (K_v , K_v^T et K_v^S) dans la colonne d'eau. Aux interfaces océan-atmosphère et eau-sédiment, les flux verticaux (quantité de mouvement et traceurs) sont imposés directement par les conditions aux limites décrites ci-dessus. A l'interface océan-atmosphère, ces conditions permettent de forcer l'océan par la tension de vent, les flux de chaleur échangés avec l'atmosphère et les flux d'eau douce par évaporation/précipitation. A l'interface eau-sédiment, ces conditions permettent de prescrire des flux de chaleur et de salinité nuls. Le flux de quantité de mouvement sur le fond (ou stress de fond) est paramétré en fonction du courant. La paramétrisation utilisée dans notre configuration est la "friction quadratique avec couche logarithmique de Von Karman - Prandtl".

South African Experiment (SAfE) (Penven et al., 2006a, 2006c; Veith et al., 2009)

ROMS a récemment été adapté à la zone Sud Africaine (SAfE ; South African Experiment) par Penven et al. (2006a, 2006c) et Veitch et al. (2009). Cette configuration couvrant les sous-systèmes Nord et Sud du Benguela utilise la capacité "2-way embedding" de la version ROMS-AGRIF (Penven et al., 2006b; Debreu et al., 2011). Le "2-way embedding" consiste en deux (ou plus) domaines imbriqués qui rétroagissent l'un sur l'autre. Par exemple, dans la configuration SAfE, les sorties de la grille "parent" (englobant l'océan Atlantique Sud-Est et l'océan Indien Ouest) à faible résolution ($1/4^\circ$) servent de conditions aux frontières pour la grille "enfant" (englobant tout le système de l'upwelling du Benguela) à plus haute résolution ($1/12^\circ$) (Figure 2.2). En retour, la grille "enfant" rétroagit sur la grille "parent". Cette configuration SAfE a été validée, en particulier le domaine à haute résolution couvrant tout le système de l'upwelling du Benguela (Veitch et al., 2009). Etant validées, les sorties (vitesse, surface libre de la mer, température et salinité) de ce domaine à haute résolution ont fourni les conditions initiales et les conditions aux frontières ouvertes pour la configuration "Namibie" développée dans cette thèse (voir Section 2.1.2 suivante et petit domaine encadré en rouge sur la Figure 2.2).

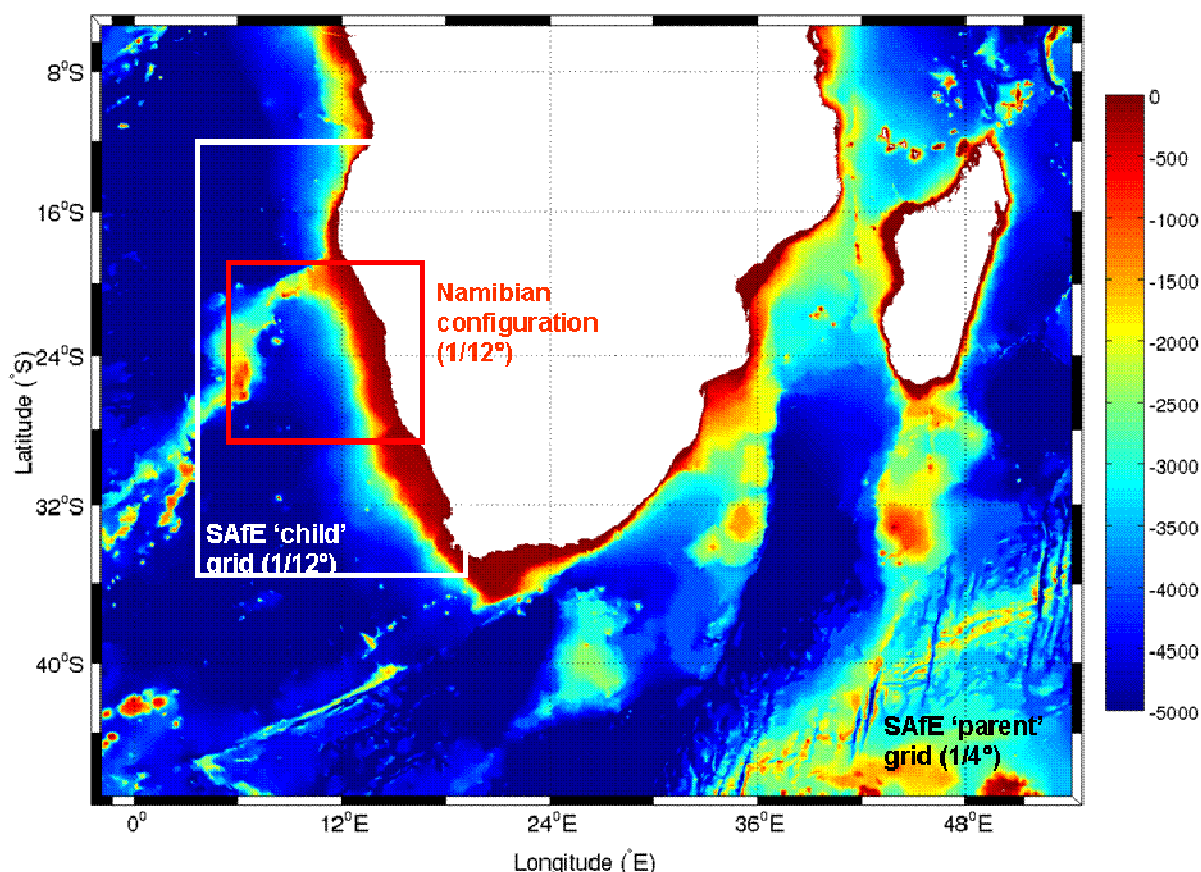


Figure 2.2: Domaine "parent" de la configuration Safe (SAfE "parent" grid; 2.5°W - 54.75°E et 4.8°S - 46.75°S, 1/4°). Le domaine haute résolution (SAfE "child" grid; 3.9°E - 19.8°E et 12.1°S - 35.6°S, 1/12°) est représenté par la zone dans le rectangle blanc et, la configuration "Namibie" (5°E - 17°E et 19°S - 28.5°S, 1/12°) développée et validée durant ma thèse est encadrée par le rectangle rouge. Le fond de carte indique la bathymétrie (m) issue de GEBCO 1'.

2.1.2 La configuration "Namibie"

La configuration "Namibie" développée dans cette thèse s'étend sur un petit domaine d'étude décrit ci-dessous et présenté sur la Figure 2.2. Cette configuration moins lourde en terme de temps de calcul constitue une étape intermédiaire, nécessaire afin de tester, ajuster et valider le modèle de biogéochimie pour l'upwelling du Benguela développé lors de ma thèse (le modèle BioEBUS détaillé Section 2.1.3). L'implantation du modèle BioEBUS dans le modèle hydrodynamique ROMS en configuration Safe avec deux grilles imbriquées (configuration de Veitch *et al.*, 2009 ; voir Section 2.1.1) représente l'objectif final. Ce travail a été effectué par un post-doctorant, Briac Le Vu, dans le cadre du projet européen MEECE.

Choix du domaine

Le domaine spatial de la configuration "Namibie" est inclus dans le domaine "enfant" de la configuration Safe (Figure 2.2). Les sorties de la grille "enfant", utilisant des forçages

climatologiques, validées par *Veitch et al.* (2009), ont donc pu être utilisées comme conditions initiales et de rappel aux frontières ouvertes pour la configuration "Namibie" (voir détail ci-dessous). Cette configuration "Namibie" est construite avec une seule grille et utilise, dans un souci de consistance, la même version du modèle ROMS de *Veitch et al.* (2009).

Nous avons choisi de concentrer notre étude autour de la zone de Walvis Bay (23°S) pour différentes raisons :

1/ La zone de Walvis Bay possède une production primaire importante. Une intense reminéralisation dans la colonne d'eau se produit avec le développement d'une zone de minimum d'oxygène (OMZ: Oxygen Minimum Zone) dans laquelle les processus de dénitrification et d'anammox ont lieu et entraînent une perte d'azote dans la région. Cette zone met en jeu tous les processus biogéochimiques caractéristiques des systèmes d'upwelling de bord Est (EBUS: Eastern Boundary Upwelling Systems) que l'on souhaitait implémenter dans le modèle BioEBUS. La configuration "Namibie" représentait donc la première étape nécessaire pour le développement, la calibration et la validation du modèle biogéochimique BioEBUS.

2/ Walvis Bay est une zone bien étudiée: un mouillage permanent se situe à 23°S - 14°E et des campagnes régulières ont lieu (*Mohrholz et al.*, 2008) depuis plus de 10 ans. Toutes les données auxquelles nous avons pu avoir accès se situent entre 21°S et 27°S, mais la grande majorité se situe le long de la section 23°S. L'accès à ces données *in-situ* est très restreint car celles-ci se situent bien souvent dans les eaux territoriales de la Namibie.

3/ Walvis Bay se situe au milieu du sous-système Nord de l'upwelling du Benguela. En centrant notre domaine sur Walvis Bay et en prenant une zone suffisamment grande au Nord et au Sud (~ 4 ou 5° de chaque côté), nous avons pu valider une bonne partie du sous-système Nord du Benguela.

Grille et bathymétrie

Dans notre étude, le domaine s'étant de 5°E à 17°E et de 19°S à 28.5°S (Figure 2.2) avec une résolution horizontale au 1/12° (Δx ; variant de 8.15 km au Sud à 8.8 km au Nord du domaine). La grille horizontale est donc constituée de 126 points suivant la direction méridienne et 145 points suivant la direction zonale. Ces caractéristiques (zone d'étude et résolution horizontale) permettent de répondre à 2 critères essentiels:

1/ Avoir une zone d'étude et une résolution spatiale suffisamment importantes pour que des structures physiques (filaments, méandres, tourbillons) réalistes puissent se développer.

2/ Avoir une zone d'étude et une résolution spatiale suffisamment petites pour que le temps de calcul numérique soit "raisonnable" et nous permettre de faire un maximum de tests.

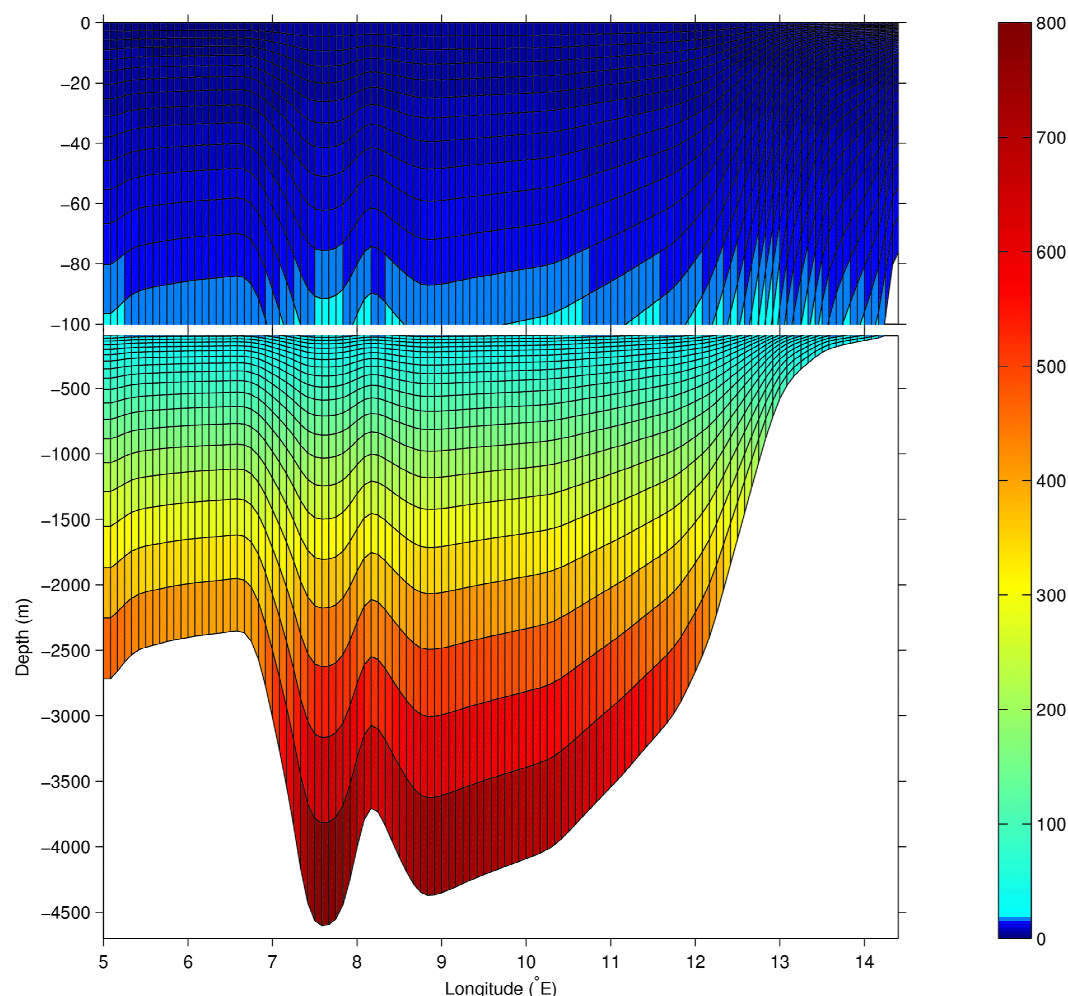


Figure 2.3: Structure du système de coordonnées sigma: niveaux verticaux pour les points Ω (flux) le long de la section Est-Ouest à 23°S. Les épaisseurs des niveaux verticaux (en mètres) sont indiquées en couleur.

Afin de respecter l'équilibre entre la résolution spatiale et la résolution temporelle, le pas de temps du modèle physique est de 900 secondes (Δt ; soit 15 minutes). Un pas de temps plus long (par exemple 1800 s) rendrait la simulation instable et entraînerait une explosion numérique (expérience faite !). Ce choix permet de conserver des temps de calcul "raisonnables" compte tenu des moyens informatiques disponibles, tout en respectant le critère de stabilité numérique $c \times \Delta t / \Delta x < 1$ (en théorie, mais en pratique, il est préférable qu'il soit $< 0.6 - 0.7$), avec c la vitesse des processus les plus rapides dans le domaine d'étude, Δt le pas de temps et Δx la résolution horizontale du modèle.

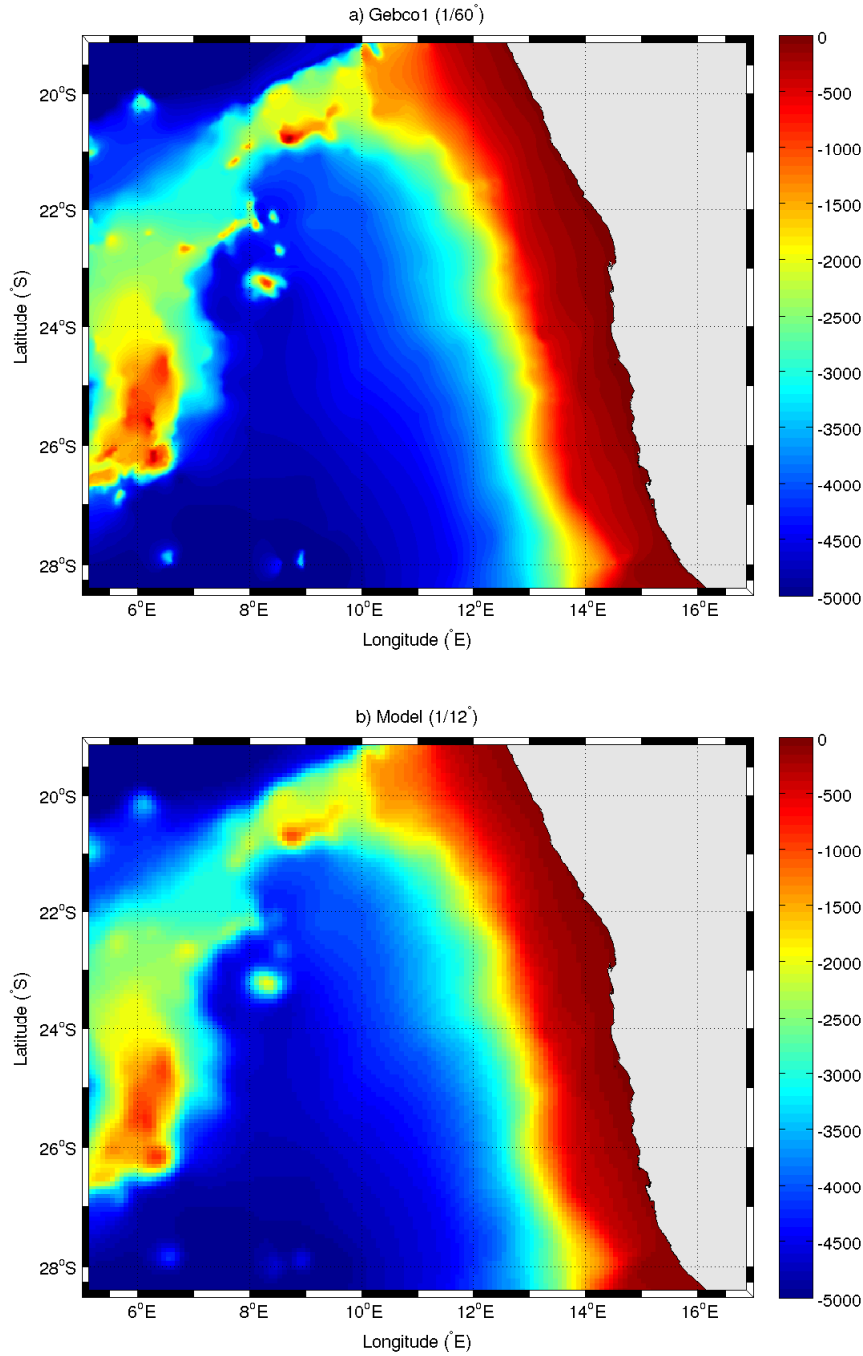


Figure 2.4: a) Bathymétrie brute (m) fournie par GEBCO1 au 1/60° et b) bathymétrie extrapolée sur la grille de la configuration "Namibie" au 1/12°.

La grille verticale possède 32 niveaux sigma (N) afin de bien représenter les processus côtiers. Dans le domaine côtier, avec une profondeur minimum de 75 m, l'épaisseur du premier (au fond de l'océan) et du dernier (à la surface de l'océan) niveau vertical est de 11.4 m et 0.4 m, respectivement. Dans l'océan ouvert, avec une profondeur maximale de 5000 m, les épaisseurs du premier et du dernier niveau vertical sont plus importantes, de 853.5 m et 5 m, respectivement (Figure 2.3).

La bathymétrie du modèle provient de GEBCO 1' (General Bathymetric Chart of the Oceans: <http://www.gebco.net>). Elle a été interpolée sur la grille du modèle et lissée comme dans *Penven et al.* (2005) afin de réduire les erreurs de gradient de pression. La bathymétrie brute et celle lissée au $1/12^\circ$ pour la configuration "Namibie" sont présentées sur la Figure 2.4. L'outil ROMSTOOLS (*Penven et al.*, 2008, <http://roms.mpl.ird.fr>) a été utilisé pour construire la grille du modèle, les forçages atmosphériques, les conditions initiales et les conditions aux frontières ouvertes.

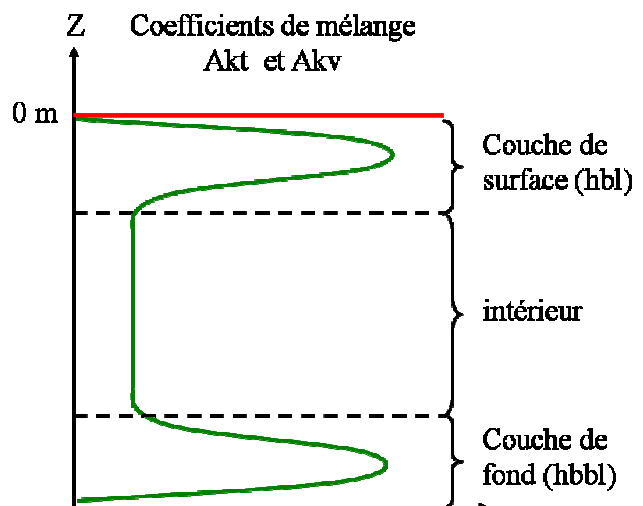
Fermeture turbulente, schéma numérique d'advection et schéma temporel

- Verticale

Le sous-modèle de fermeture turbulente employé dans ROMS est la paramétrisation KPP (non-local K-Profile Planetary boundary layer paramétrisation ; *Large et al.*, 1994) permettant de représenter les processus de mélanges verticaux turbulents sous-maillages non résolus. Deux types de paramétrisation sont utilisés, l'un pour les couches limites océaniques de fond et de surface, l'autre pour "l'intérieur".

La profondeur de la couche de surface (hbl dans le code) dépend des forçages de surface, de la flottabilité et du profil de vitesse. Elle est déterminée en égalisant un nombre de Richardson "bulk" relatif à la surface ($Ri_{bulk-surface}$) à une valeur critique. De la même manière, l'épaisseur de la couche de fond est déterminée en prenant en compte la tension sur le fond exercée par le courant. Dans "l'intérieur", le mélange est considéré comme étant la superposition de trois processus: le cisaillement vertical, le déferlement d'ondes internes et la double diffusion. Afin de connecter les couches de surface et de fond avec "l'intérieur", les coefficients de mélange ainsi que les gradients verticaux à la base de la couche de surface et au sommet de la couche de fond doivent s'égaler avec ceux de "l'intérieur". Le principe de ce schéma de fermeture est présenté sur la Figure 2.5.

Figure 2.5: Schéma de principe du modèle de fermeture KPP utilisé. Les coefficients de mélange sont: la diffusivité thermique ($Ak_t \equiv K_v^T$), la diffusivité haline ($Ak_s \equiv K_v^S$) et la viscosité turbulente ($Ak_v \equiv K_v$).



- Horizontale

De manière générale, les processus de mélange horizontaux sont classiquement paramétrisés par des termes de dissipation/diffusion de type laplacien harmonique ou biharmonique. Ils ont en fait un double rôle: d'abord un rôle physique, celui de représenter explicitement les processus physiques de mélanges turbulents horizontaux sous-maîles sur la dynamique et les traceurs ; mais aussi un rôle numérique, ils permettent en effet de lisser et d'atténuer les effets de bruits numériques associés aux schémas d'advection. Le problème susceptible d'apparaître est que les schémas d'advection soient relativement dispersifs (c'est souvent le cas), la dissipation nécessaire pour atténuer le bruit numérique des schémas est trop importante au regard des processus physiques, conférant alors à l'écoulement un caractère artificiellement visqueux. Dans ROMS, les schémas d'advection sont d'ordre plus élevé (schémas type QUICK ; *Shchepetkin et al.*, 1998 ; *Shchepetkin and McWilliams*, 2005), associés à des schémas temporels spécialement conçus de type prédicteur-correcteur (Leap Frop – Adam-Moulton III ; *Shchepetkin and McWilliams*, 2005), ils présentent un caractère peu dispersif et peu dissipatif. Ces schémas d'advection possèdent une partie diffusive intrinsèque leur permettant de contrer efficacement les phénomènes de dispersion numérique. Cela permet de s'affranchir de l'introduction de diffusion/viscosité explicite dans le modèle, nécessaire pour "dampner" le bruit numérique. Seule la diffusion implicite du schéma d'advection agit et permet ainsi d'obtenir des coefficients de diffusion/viscosité horizontaux nettement plus réalistes induisant un lissage minimal des structures horizontales.

Dans notre configuration, la viscosité et la diffusivité horizontale explicites sont donc mises à zéro, excepté dans les couches éponges aux frontières ouvertes où elles augmentent progressivement vers l'extérieur.

Conditions de frontières ouvertes

En modélisation régionale, les domaines sont généralement limités par la côte et des frontières océaniques. Les côtes sont représentées par une condition de frontières fermées et les frontières océaniques sont généralement des frontières dites "ouvertes" supposées ne pas contraindre ni influencer la circulation à l'intérieur du domaine. Ces frontières ouvertes doivent permettre à la solution présente à l'intérieur du domaine de sortir du domaine sans réflexion et doivent également fournir au modèle les informations de l'océan environnant. Dans notre configuration "Namibie", des conditions de frontières ouvertes mixtes radiation/rappel adaptatives (*Marchesiello et al.*, 2001) sont utilisées. Il s'agit de conditions de radiation de type "Orlanski" (*Orlanski*, 1976) obliques auquel un rappel vers les données extérieures est ajouté. Le signal est projeté selon la normale et la tangente à la frontière ouverte et les vitesses de phases c_x et c_y du signal sont calculées.

L'équation de radiation pour une variable modélisée pronostique C s'écrit alors :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + c_x \frac{\partial C}{\partial x} + c_y \frac{\partial C}{\partial y} = 0 \quad (2.9)$$

avec :

$$c_x = -\frac{\partial C}{\partial t} \frac{\partial C / \partial x}{(\partial C^2 / \partial x^2) + (\partial C^2 / \partial y^2)} \quad (2.9a)$$

$$c_y = -\frac{\partial C}{\partial t} \frac{\partial C / \partial y}{(\partial C^2 / \partial x^2) + (\partial C^2 / \partial y^2)} \quad (2.9b)$$

Pour les conditions aux frontières utilisées dans ROMS et présentées dans *Marchesiello et al.* (2001), un terme de rappel vers les données extérieures imposées aux frontières C_{ext} est ajouté à l'équation 2.8. On parle alors de "rappel aux points frontières", avec l'équation suivante:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + c_x \frac{\partial C}{\partial x} + c_y \frac{\partial C}{\partial y} = -\frac{1}{\tau} (C - C_{ext}) \quad (2.10)$$

avec τ , le temps de relaxation.

Le caractère adaptatif de ces frontières ouvertes radiatives s'illustre ainsi:

- Si le signal est entrant (vitesse de phase normal $c_x > 0$), un rappel **fort** vers les données extérieures C_{ext} est appliqué, en utilisant un temps de rappel $\tau = \tau_{in}^{-1}$ (ordre de grandeur de quelques jours ; *Marchesiello et al.*, 2001). Dans ce cas, aucune radiation n'est appliquée.
- Si le signal est sortant, vitesse de phase normale $c_x < 0$, la condition de radiation associée à un rappel **faible** vers les données extérieures C_{ext} est appliquée, et utilisant cette fois un temps de rappel $\tau = \tau_{out}$, tel que $\tau_{out} \gg \tau_{in}$ (ordre de grandeur des temps τ_{out} de l'ordre de l'année; *Marchesiello et al.*, 2001).

Dans notre configuration "Namibie", nous avons fixé les valeurs de $\tau_{out} = 180$ jours et $\tau_{in} = 1$ jour pour la dynamique et $\tau_{in} = 3$ jours pour les traceurs, en accord avec les ordres de grandeurs proposés par *Marchesiello et al.* (2001).

Couches éponges

Afin d'améliorer le comportement du modèle aux frontières ouvertes, une couche éponge d'une épaisseur de quelques points de grille est ajoutée. Dans cette couche éponge, deux traitements sont effectués :

- 1/ Un faible rappel vers les données extérieures est appliqué en utilisant un temps de rappel τ qui varie, selon un profil en cosinus, d'une valeur nulle à la limite couche éponge / domaine

¹ Il est à noter que les temps τ de relaxation sont définis respectivement pour la dynamique et les traceurs.

"intérieur" à la valeur τ_{out} au point frontière. Pour être plus précis, on parle en fait dans ce cas de "Nudging layer".

2/ Comme expliqué précédemment, la diffusion/viscosité latérale explicite est nulle dans notre configuration, à l'intérieur du domaine. Afin d'améliorer la solution aux frontières ouvertes, un coefficient de mélange latéral explicite (diffusivité et viscosité) est ajouté dans cette couche éponge, qui croît selon le même profil en cosinus à l'intérieur de la couche éponge. Ce coefficient est nul à l'interface couche éponge / domaine "intérieur" et vaut $800 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ aux points frontières.

Ces traitements dans la couche éponge permettent d'améliorer la connexion de la solution du modèle aux données de plus grande échelle imposées aux frontières.

Commentaires sur le positionnement de nos frontières

Dans notre étude, les frontières du domaine ont été définies à l'Est par le continent. Ainsi, les côtes Namibiennes définissent la frontière Est du domaine océanique étudié, et réduisent le nombre de frontières ouvertes sur l'océan et les sources d'erreur associées. La frontière Ouest se situe à 5°E , suffisamment éloignée de la côte pour permettre aux structures physiques (filaments, méandres et tourbillons) de se développer et d'être advectées vers l'océan ouvert. Les frontières Nord et Sud se trouvent respectivement à 19°S et 28.5°S . Les frontières ouvertes ne doivent pas se situer dans une zone où les courants sont particulièrement intenses, afin que les caractéristiques physiques aux frontières soient en accord avec celles rencontrées dans le domaine modélisé, une fois passée la couche éponge. Dans une première configuration, la frontière Sud se situait à 27°S , au niveau de la cellule de Lüderitz qui génère un jet dirigé vers le large. Après plusieurs années de simulation du modèle, un courant intense dirigé vers le large se développait dans la couche éponge, au niveau de la frontière Sud. Ce courant restait bloqué dans la couche éponge au niveau de la frontière Ouest et remontait vers le Nord puis vers l'Est, créant ainsi une circulation cyclonique qui perturbait le domaine d'étude tout entier. Nous avons donc choisi de placer la frontière Sud dans une zone présentant des courants moins intenses (28.5°S). Il en est de même pour la frontière Nord que nous avons volontairement placée au Sud (19°S) du front Angola-Benguela.

Flux de surface: tension de vent et flux de chaleur

Pour notre simulation, nous avons utilisé la tension de vent (ou stress de vent), calculée à partir des vents à la surface de l'océan issus du diffusiomètre QuikSCAT (Liu et al., 1998) fournis par le Cersat (Ifremer). Une climatologie mensuelle couvrant les années 2000-2007 a été produite et fournie par N. Grima (LPO, Brest, France), avec une résolution spatiale au $1/2^\circ$. L'analyse des données QuikSCAT a permis de caractériser la variabilité saisonnière des vents dans la zone d'étude. La Figure 2.6 présente les moyennes saisonnières de la tension de vent dans la région.

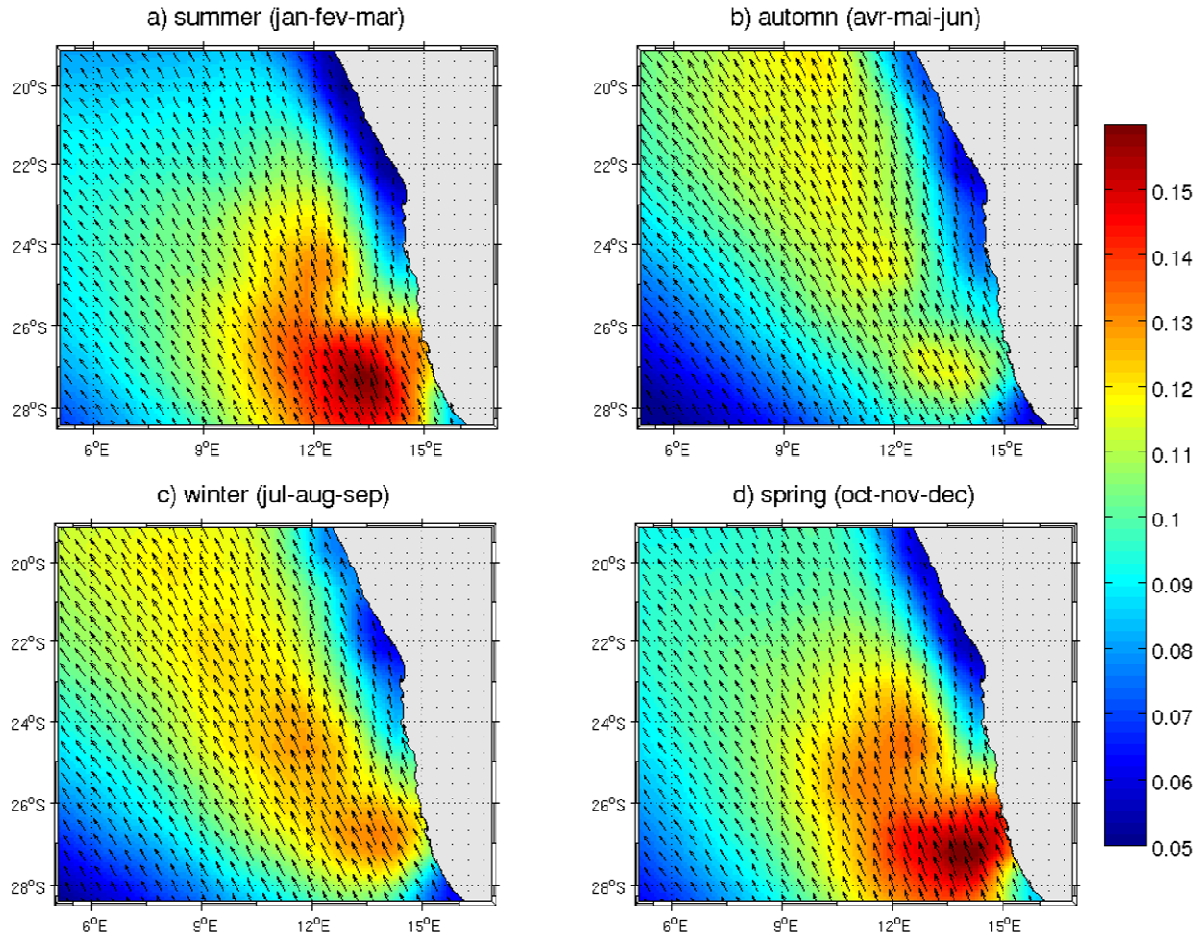


Figure 2.6: Moyennes saisonnières de la tension de vent ($N.m^{-2}$) provenant de la climatologie mensuelle QuikSCAT utilisée comme forçage à l'interface océan-atmosphère pour la configuration "Namibie".

La configuration "Namibie" est forcée à l'interface océan-atmosphère par les flux de chaleur et d'eau douce provenant de la climatologie mensuelle dérivée de COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) avec une résolution spatiale de $1/2^\circ$ (Da Silva *et al.*, 1994). La Figure 2.7 présente les moyennes saisonnières des flux solaires dans la région. La seule spécification des flux de surface pourrait conduire à une dérive des champs modélisés de SST et SSS car le modèle néglige le "feed-back" vers l'atmosphère. Par conséquent, les modèles régionaux utilisent souvent des termes de correction des flux de surface vers une climatologie. Une méthode satisfaisante est de linéariser le forçage thermique autour de la SST climatologique, afin de représenter le "feed-back" de la SST modélisée sur les flux de chaleur de surface (Barnier *et al.*, 1995). Pour le flux de chaleur, cette correction s'exprime ainsi par

le terme $dQ/dSST^1$ qui est déterminé à partir des différentes contributions au flux de chaleur: chaleur sensible, latente et infrarouge. Les flux d'eau douce sont spécifiés à partir des champs climatologiques de précipitation (P) et d'évaporation (E). Pour éviter toute dérive, un terme de correction du même type que pour les flux de chaleur est également ajouté à la formulation du flux d'eau douce.

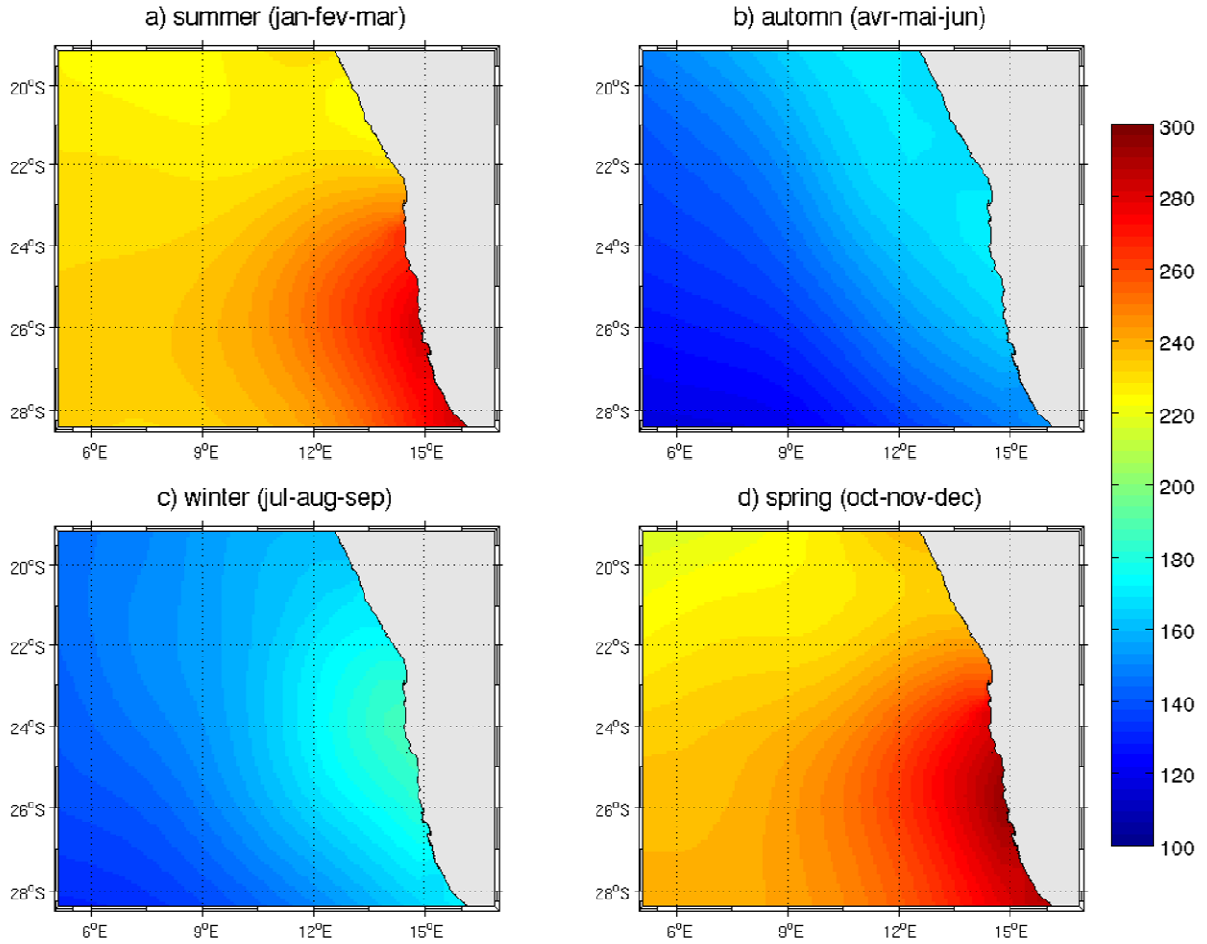


Figure 2.7: Moyennes saisonnières des flux solaires "short wave radiation" ($W.m^{-2}$) issus de la climatologie mensuelle dérivée de COADS (Da Silva et al., 1994) utilisée comme forçage à l'interface océan-atmosphère pour la configuration "Namibie".

$$^1 Q_{mod\,el} = Q_{net} + \frac{dQ}{dSST} (SST_{mod\,el} - SST_{climato}),$$

avec $Q_{mod\,el}$ le flux de chaleur corrigé et Q_{net} le flux de chaleur net du forçage, $dQ/dSST$ le coefficient de correction, SST la température de surface de l'océan.

Dans notre cas, et comme dans la simulation de *Veitch et al.* (2009), la SST observée utilisée n'est en fait pas celle issue des données COADS mais celle issue de la climatologie Pathfinder à plus haute résolution (9 km ; *Casey and Cornillon*, 1999). Les flux de quantité de mouvements, de chaleur et d'eau douce sont les mêmes que ceux utilisés dans la configuration de *Veitch et al.* (2009) qui nous fournit conditions initiales et forçages aux frontières ; nous sommes donc cohérents vis à vis des forçages atmosphériques utilisés.

Conditions initiales et forçages océaniques aux frontières ouvertes

Comme indiqué précédemment, la configuration SafE avec des forçages climatologiques a été validée par *Veitch et al.* (2009). Pour les composantes zonale (u) et méridienne (v) du vecteur vitesse, la surface libre de la mer, la température et la salinité, les conditions initiales sont issues de cette simulation physique (sorties de la grille "enfant" au $1/12^\circ$, le 1^{er} janvier de la 10^{ème} année de simulation). Les conditions de rappel aux frontières ouvertes proviennent également de cette 10^{ème} année de simulation pour laquelle les champs modélisés ont été moyennés tous les 5 jours. Certains de ces champs de forçages océaniques sont présentés sur la Figure 2.8.

Pour la biogéochimie, les conditions initiales pour les concentrations en nitrates et oxygène proviennent du mois de Janvier de la climatologie CARS (2006). Les autres traceurs biogéochimiques de BioEBUS ont été initialisés avec une valeur constante spatialement (en longitude et latitude), celles-ci sont listées dans le Tableau 2.1. Pour les nitrates et l'oxygène, les conditions de rappel aux frontières ouvertes proviennent de la climatologie mensuelle CARS (2006). Les autres variables d'état sont rappelées vers leurs conditions initiales aux frontières ouvertes.

Spin-up physique et simulation couplée physique/biogéochimie

La simulation a été lancée sur 12 années. Un spin-up physique de 7 ans est effectué, car le modèle nécessite quelques années pour atteindre un cycle annuel stable (*Veitch et al.*, 2009). Le modèle couplé physique/biogéochimie est ensuite lancé sur 5 années: de l'année 8 à l'année 12. C'est la dernière année de simulation qui sera analysée dans les sections suivantes de la thèse, sauf pour l'étude de l'évolution temporelle de certaines variables à 23°S , où les 3 dernières années de la simulation seront analysées. Le pas de temps du modèle physique est de 15 minutes, et celui du modèle biogéochimique est de 5 minutes (3 pas de temps biologiques pour 1 pas de temps physique). Les variables sont moyennées et stockées tous les 3 jours afin de représenter de manière correcte la dynamique de la zone et de limiter le volume des fichiers des champs modélisés.

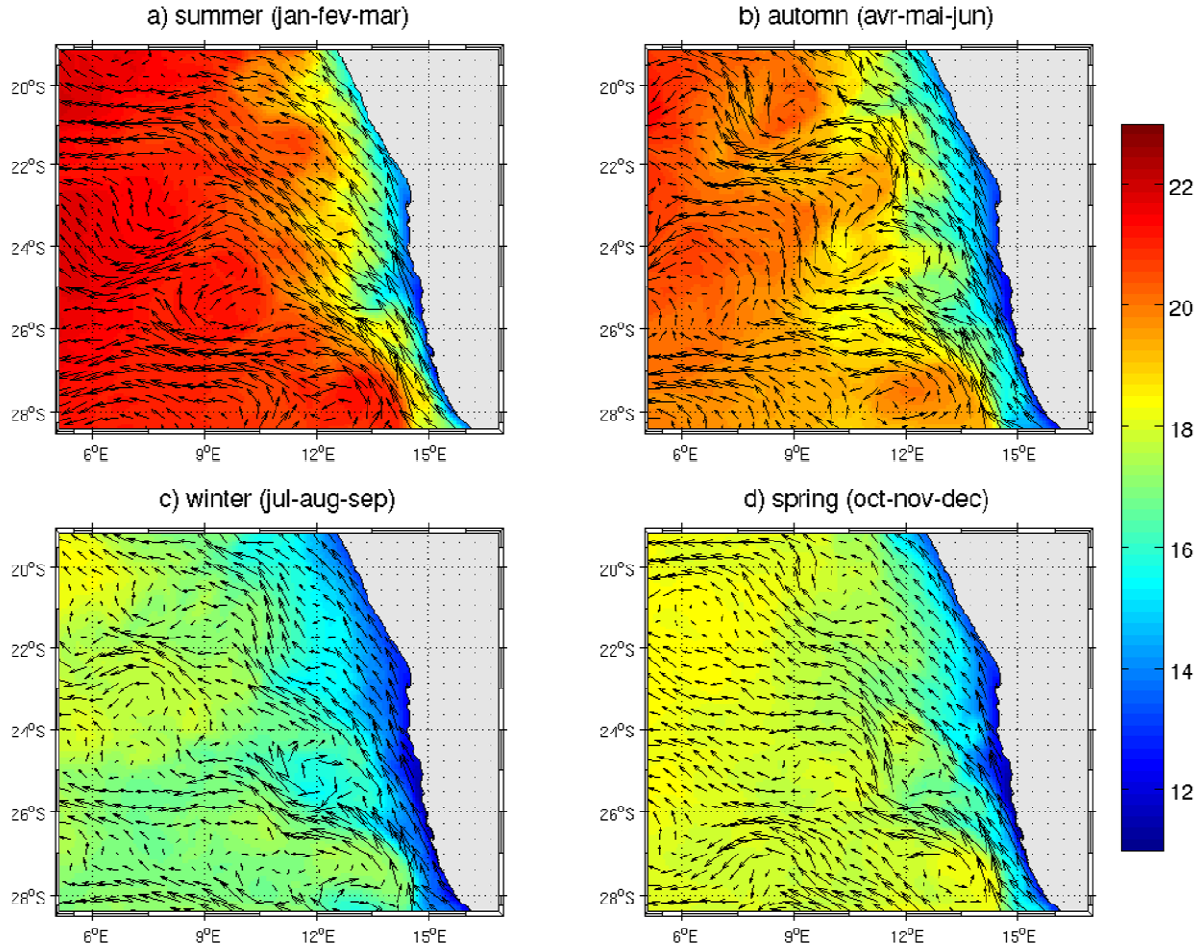


Figure 2.8: Moyennes saisonnières de la SST et des vecteurs vitesse de surface provenant de la grille "enfant" de la configuration Safe (Veitch et al., 2009) utilisée en rappel aux frontières ouvertes de la configuration "Namibie": a) été austral (Janvier-Février-Mars), b) automne (Avril-Mai-Juin), c) hiver (Juillet-Août-Septembre) et d) printemps (Octobre-Novembre-Décembre).

2.1.3 Le modèle biogéochimique BioEBUS

Un modèle de biogéochimie adapté à la zone de l'upwelling du Benguela, nommé **BioEBUS** (**B**iogeochemical model for **E**astern **B**oundary **U**pwelling **S**ystems), a été spécialement développé au cours de ma thèse afin de simuler le fonctionnement des premiers niveaux trophiques de l'écosystème du Benguela, ainsi que les transferts d'azote, O_2 , carbone inorganique total (TCO_2), et les flux océan-atmosphère d' O_2 et de deux gaz à effet de serre: CO_2 et N_2O . BioEBUS a ensuite été couplé au modèle hydrodynamique tridimensionnel ROMS. La configuration du modèle couplé a été présentée dans la section précédente (Section 2.1.2). L'évolution temporelle de la concentration C_i d'un traceur biogéochimique est déterminée par l'équation d'advection-diffusion suivante:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -\vec{u} \cdot \nabla C_i + D^{C_i} + F^{C_i} \quad (2.11)$$

- $\frac{\partial C_i}{\partial t}$: la tendance temporelle du traceur C_i .
- $\vec{u} \cdot \nabla C_i$: le terme d'advection du traceur C_i , avec \vec{u} le vecteur vitesse. Ce terme peut également s'écrire $\nabla \cdot (\vec{u} C_i)$ car la divergence est nulle : $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$.
- D^{C_i} représente le terme de dissipation/diffusion latérale et verticale.
- F^{C_i} représente le terme de forçages. Pour un traceur biogéochimique C_i , il s'agit des termes sources-moins-puits $SMS(C_i)$ dû aux processus biogéochimiques, détaillés dans cette section.

L'équation d'évolution temporelle du traceur C_i peut donc s'écrire ainsi :

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{u} C_i) + K_h^C \Delta_h C_i + \frac{\partial}{\partial z} (K_v^C \frac{\partial C_i}{\partial z}) + SMS(C_i) \quad (2.11a)$$

- $K_h^C \Delta_h C_i$: le terme de mélange latéral (diffusion horizontale), avec K_h^C le coefficient de diffusion horizontal.
- $\frac{\partial}{\partial z} (K_v^C \frac{\partial C_i}{\partial z})$: le terme de mélange vertical, avec K_v^C le coefficient de diffusion turbulente.

La tendance temporelle d'un traceur biogéochimique est déterminée par la somme des termes d'advection (horizontale et verticale), de dissipation/diffusion (horizontale et verticale) et des termes sources-moins-puits dû à l'activité biologique ou aux réactions chimiques.

Le modèle BioEBUS basé sur l'azote a été développé à partir du modèle $N_2P_2Z_2D_2$ de *Koné et al.* (2005), et utilisé avec succès pour simuler les premiers niveaux trophiques de l'écosystème du Benguela. Le modèle $N_2P_2Z_2D_2$ est basé sur des critères de classe de taille, et prend en compte les principales communautés planctoniques avec leurs spécificités dans l'écosystème de l'upwelling du Benguela. Dans ce modèle, les nutriments sont représentés par les nitrates et l'ammonium. Les organismes phytoplanctoniques sont représentés par le nano- et microphytoplancton, respectivement assimilés aux flagellés et aux diatomées. En effet, ces organismes autotrophes constituent la majeure partie des communautés phytoplanctoniques observées dans l'écosystème du Benguela (*Shannon and O'Toole*, 1999). Les travaux de *Bienfang and Harrison* (1984) et *Boyd et al.* (2000) ont montré que la vitesse de sédimentation des diatomées pouvait atteindre jusqu'à 1 m.d⁻¹. Le compartiment phytoplanctonique assimilé au microphytoplancton est donc affecté par la sédimentation. Pour simplifier, la vitesse de sédimentation des diatomées est prise constante, même si elle peut varier en fonction des concentrations en sels nutritifs dans la colonne d'eau (*Anderson and Nival*, 1989). Deux groupes fonctionnels sont également considérés pour le zooplancton: le micro- et mésozooplancton, correspondant respectivement aux ciliés et aux copépodes. Les copépodes représentent le groupe zooplanctonique dominant et jouent un rôle important dans le fonctionnement trophique de l'écosystème du Benguela (*Shannon and O'Toole*, 1999). La

prise en compte des ciliés répond à l'intégration de la dynamique du groupe fonctionnel des autotrophes de petite taille (flagellés). Avec ces deux groupes de zooplancton, l'essentiel de la pression de broutage des hétérotrophes sur les autotrophes est représenté. Deux compartiments de matière organique particulaire (détritus) à faible et à grande vitesse de sédimentation (Tableau 2.1), respectivement petits détritits et gros détritits, sont considérés en fonction de cette subdivision en classe de taille. Cette distinction est indispensable pour une bonne représentation de l'export de la matière organique particulaire de la couche euphotique vers le fond. Le modèle ne comprend pas actuellement de module de sédiment, la matière organique qui arrive au fond (niveau 0 sur la grille verticale Ω ; voir Figure 2.1) est retirée de la colonne d'eau ; elle ne sera plus dégradée ni remise en suspension. Le modèle sauvegarde ce flux de matière organique vers le sédiment.

En se basant sur le modèle $N_2P_2Z_2D_2$ présenté dans le paragraphe précédent, certains traceurs ont été ajoutés au modèle BioEBUS afin de prendre en compte les spécificités de la zone étudiée. Un compartiment pour l'azote organique dissous (DON ; dissolved organic nitrogen) a été ajouté comme dans *Huret et al.* (2005). En effet, la matière organique dissoute, par son temps de résidence, joue un rôle important dans les échanges d'azote et de carbone entre les régions côtières et l'océan ouvert. Ce DON rajouté représente la matière organique semi-labile ayant des temps de résidence de l'année. Les pools réfractaire et labile du DON ne sont pas considérés car leurs temps de résidence sont trop longs (centaines d'années) et trop courts (quelques jours), respectivement (*Kirchman et al.*, 1993 ; *Carlson and Ducklow*, 1995). Toutefois, le DON labile ayant des temps de résidence courts est implicitement pris en compte par les termes d'hydrolyse et d'ammonification des détritits vers l'ammonium. Les nitrites ont également été inclus dans le modèle BioEBUS afin de représenter plus finement la boucle microbienne: les processus d'ammonification/nitrification en conditions oxiques, et les processus de dénitrification/anammox en conditions anoxiques (*Yakushev et al.*, 2007). Ces processus étant dépendant de l'oxygène, une équation pour l'oxygène a donc été introduite dans le modèle BioEBUS. Pour compléter ce modèle basé sur l'azote, le protoxyde d'azote (N_2O) a été introduit selon la paramétrisation de *Nevison et al.* (2003) qui permet de déterminer la production de N_2O par mole d'oxygène consommée, en fonction de la concentration en oxygène et de la profondeur. Nous avons également implémenté une paramétrisation de la production d'hydrogène sulfureux (H_2S) due à l'activité bactérienne qui utilise les sulfates pour reminéraliser la matière organique, lorsque l'oxygène et les nitrates sont épuisés (*Neumann*, 2000 ; *Neumann et al.*, 2002 ; *Fennel and Neumann*, 2004). Les émissions de H_2S sont toxiques pour la plupart des espèces marines. Dans le cadre du projet MEECE, ces émissions pourront être prises en compte pour le forçage des réseaux trophiques supérieurs dans les travaux d'Eric Machu (IRD, Brest) et Yunne Shin (IRD, Sète) du work package WP3: Ecosystem response to climate scale drivers. Les champs de zooplancton, phytoplancton et oxygène représentent les forçages principaux de ces modèles de réseau trophique supérieur.

Symbole	Variable	Unité	Valeur initiale	Echelle verticale (m)
P_S	Nanophytoplancton (flagellés)	mmolN.m^{-3}	0.04^a	50
P_L	Microphytoplancton (diatomées)	mmolN.m^{-3}	0.06^a	50
NO_3	Nitrates	mmolN.m^{-3}	CARS ^b	-
NO_2	Nitrites	mmolN.m^{-3}	0.05	100
NH_4	Ammonium	mmolN.m^{-3}	0.1^a	100
Z_S	Microzooplancton (ciliés)	mmolN.m^{-3}	0.04^a	100
Z_L	Mésozooplancton (copépodes)	mmolN.m^{-3}	0.04^a	100
D_S	Petits détritux	mmolN.m^{-3}	0.02^a	constant avec la profondeur
D_L	Gros détritux	mmolN.m^{-3}	0.02^a	constant avec la profondeur
DON	Azote organique dissous	mmolN.m^{-3}	0.5	100
O_2	Oxygène dissous	$\text{mmolO}_2.\text{m}^{-3}$	CARS ^b	-
N_2O	protoxyde d'azote	$\text{mmolN}_2\text{O.m}^{-3}$	$f([O_2])^c$	-
TCO_2	Carbone inorganique total	mmolC.m^{-3}	CDIAC ^d	-
$TALK$	Alcalinité totale	mmolC.m^{-3}	CDIAC ^d	-
H_2S	Hydrogène sulfureux	$\text{mmolH}_2\text{S.m}^{-3}$	0	-

^a: Koné et al. (2005)

^b: base de données CARS (2006)

^c: paramétrisation de Nevison et al. (2003): $[N_2O]$ est une fonction de $[O_2]$.

^d: base de données CDIAC (Carbon Dioxide Information Analysis Center, Goyet et al., 2000).

Tableau 2.1: Variables d'état (symboles et unités) du modèle biogéochimique BioEBUS. Les valeurs initiales de surface ainsi que l'échelle de profondeur pour la décroissance exponentielle sont également indiquées. Pour le DON et les nitrites, les faibles concentrations prises en conditions initiales sont typiques de l'océan au large de notre domaine d'étude.

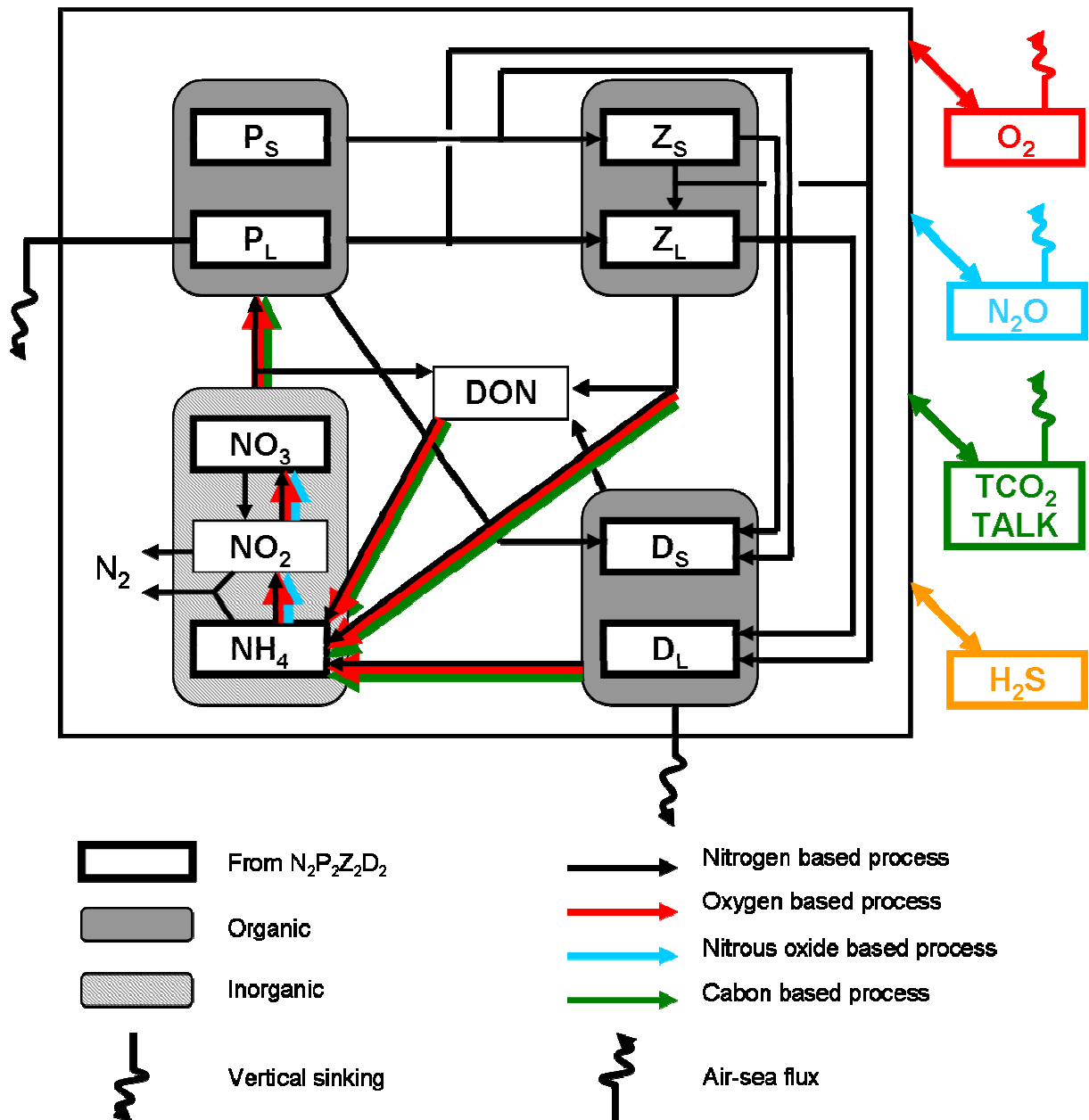


Figure 2.9: Interactions entre les différents compartiments du modèle BioEBUS. Les variables encadrées par un rectangle noir épais (NO_3 , NH_4 , P_S , P_L , Z_S et Z_L , D_S et D_L) proviennent du modèle $N_2P_2Z_2D_2$. Les autres variables (NO_2 , DON , O_2 , TCO_2 , $TALK$, N_2O , H_2S) ont été implémentées durant cette thèse. Les flèches qui partent ou arrivent à un rectangle gris agissent sur toutes les boîtes comprises dans ce rectangle gris. Les rectangles gris foncés encadrent les compartiments de matière organique, alors que le rectangle gris clair encadre les compartiments de nutriments. Les processus affectant le cycle de l'azote sont représentés par les flèches noires. Ceux affectant l'équation d'oxygène sont indiqués en rouge, en vert pour le système des carbonates et, en bleu pour le protoxyde d'azote. La réduction des sulfates et formation de H_2S , indiquée en orange, se produit lorsque l'oxygène et les nitrates sont épuisés.

Le modèle comprend actuellement 15 variables d'état (Tableau 2.1). Les interactions entre les différents compartiments du modèle sont illustrées sur la Figure 2.9. La formulation des termes sources-moins-puits (SMS) pour chacun des traceurs biogéochimiques du modèle, avec les valeurs des paramètres (Tableau 2.2), est donnée par :

$$SMS(P_S) = (1 - \varepsilon_{P_S}) \cdot J_{P_S}(PAR, T, N) \cdot [P_S] - G_{Z_S}^{P_S} \cdot [Z_S] - G_{Z_L}^{P_S} \cdot [Z_L] - \mu_{P_S} \cdot [P_S] \quad (2.12)$$

$$SMS(P_L) = (1 - \varepsilon_{P_L}) \cdot J_{P_L}(PAR, T, N) \cdot [P_L] - G_{Z_S}^{P_L} \cdot [Z_S] - G_{Z_L}^{P_L} \cdot [Z_L] - \mu_{P_L} \cdot [P_L] + w_{P_L} \cdot \frac{d[P_L]}{dz} \quad (2.13)$$

$$SMS(Z_S) = f1_{Z_S} \cdot (G_{Z_S}^{P_S} + G_{Z_S}^{P_L}) \cdot [Z_S] - G_{Z_L}^{Z_S} \cdot [Z_L] - \gamma_{Z_S} \cdot [Z_S] - \mu_{Z_S} \cdot [Z_S]^2 \quad (2.14)$$

$$SMS(Z_L) = f1_{Z_L} \cdot (G_{Z_L}^{P_S} + G_{Z_L}^{P_L} + G_{Z_L}^{Z_S}) \cdot [Z_L] - \gamma_{Z_L} \cdot [Z_L] - \mu_{Z_L} \cdot [Z_L]^2 \quad (2.15)$$

$$SMS(D_S) = (1 - f1_{Z_S}) \cdot (G_{Z_S}^{P_S} + G_{Z_S}^{P_L}) \cdot [Z_S] + \mu_{P_S} \cdot [P_S] + \mu_{P_L} \cdot [P_L] + \mu_{Z_S} \cdot [Z_S]^2 - \mu_{D_S} \cdot [D_S] - remD_S + w_{D_S} \cdot \frac{d[D_S]}{dz} \quad (2.16)$$

$$SMS(D_L) = (1 - f1_{Z_L}) \cdot (G_{Z_L}^{P_S} + G_{Z_L}^{P_L} + G_{Z_L}^{Z_S}) \cdot [Z_L] + \mu_{Z_L} \cdot [Z_L]^2 - \mu_{D_L} \cdot [D_L] - remD_L + w_{D_L} \cdot \frac{d[D_L]}{dz} \quad (2.17)$$

$$SMS(DON) = \varepsilon_{P_S} \cdot J_{P_S}(PAR, T, N) \cdot [P_S] + \varepsilon_{P_L} \cdot J_{P_L}(PAR, T, N) \cdot [P_L] + f2_{Z_S} \cdot \gamma_{Z_S} \cdot [Z_S] + f2_{Z_L} \cdot \gamma_{Z_L} \cdot [Z_L] + \mu_{D_S} \cdot [D_S] + \mu_{D_L} \cdot [D_L] - remDON \quad (2.18)$$

$$SMS(NO_3) = -[aJ_{P_S}(PAR, T) \cdot f_{P_S}'(NO_3, NO_2) \cdot [P_S] + aJ_{P_L}(PAR, T) \cdot f_{P_L}'(NO_3, NO_2) \cdot [P_L]] \cdot \frac{[NO_3]}{[NO_3] + [NO_2]} + Nitrif2 - Denitr1 \quad (2.19)$$

$$SMS(NO_2) = -[aJ_{P_S}(PAR, T) \cdot f_{P_S}''(NO_3, NO_2) \cdot [P_S] + aJ_{P_L}(PAR, T) \cdot f_{P_L}''(NO_3, NO_2) \cdot [P_L]] \cdot \frac{[NO_2]}{[NO_3] + [NO_2]} + Nitrif1 - Nitrif2 + Denitr1 - Denitr2 - Anammox \quad (2.20)$$

$$SMS(NH_4) = -aJ_{P_S}(PAR, T) \cdot f_{P_S}'''(NH_4) \cdot [P_S] - aJ_{P_L}(PAR, T) \cdot f_{P_L}'''(NH_4) \cdot [P_L] + (1 - f2_{Z_S}) \cdot \gamma_{Z_S} \cdot [Z_S] + (1 - f2_{Z_L}) \cdot \gamma_{Z_L} \cdot [Z_L] - Nitrif1 + remD_S + remD_L + remDON - Anammox \quad (2.21)$$

$$\begin{aligned}
SMS(O_2) = & R_{O_2/N} \cdot (J_{P_s}(PAR, T, N) \cdot [P_s] + J_{P_L}(PAR, T, N) \cdot [P_L] - DcDON(O_2) \\
& - DcD_s(O_2) - DcD_L(O_2) - (1 - f_{2_{Z_s}}) \cdot \gamma_{Z_s} \cdot [Z_s] - (1 - f_{2_{Z_L}}) \cdot \gamma_{Z_L} \cdot [Z_L]) - 1,5 \cdot Nitrif1 \\
& - 0,5 \cdot Nitrif2 + FluxOA(O_2)
\end{aligned} \quad (2.22)$$

$$\begin{aligned}
SMS(TCO_2) = & (1 + \frac{C_{CaCO_3}}{C_{org}}) \cdot [R_{C/N} \cdot (-J_{P_s}(PAR, T, N) \cdot [P_s] - J_{P_L}(PAR, T, N) \cdot [P_L])] \\
& + R_{C/N} \cdot (DcDON(O_2) + DcD_s(O_2) + DcD_L(O_2) + (1 - f_{2_{Z_s}}) \cdot \gamma_{Z_s} \cdot [Z_s] \\
& + (1 - f_{2_{Z_L}}) \cdot \gamma_{Z_L} \cdot [Z_L]) + 0,5 \cdot Denitr1 + 0,75 \cdot Denitr2 + FluxOA(CO_2)
\end{aligned} \quad (2.23)$$

Pour suivre l'évolution du TCO_2 , les contenus en carbone dans les tissus mous et dans les parties dures (squelette) des organismes planctoniques doivent être pris en compte. La variation du carbone inorganique dissous total apparaît donc comme la somme de deux flux: le flux de TCO_2 associé aux tissus (formation et destruction) et le flux utilisé pour la fabrication et la destruction du squelette. Selon *Broecker and Peng* (1982), le plancton semble utiliser 4 fois plus de carbone pour fabriquer la matière organique que pour ses squelettes. Le rapport C_{CaCO_3}/C_{org} est par conséquent défini égal à 1/4 afin de différencier l'importance relative de ces deux processus.

$$\begin{aligned}
SMS(TALK) = & (2 \cdot \frac{C_{CaCO_3}}{C_{org}}) \cdot [R_{C/N} \cdot (-J_{P_s}(PAR, T, N) \cdot [P_s] - J_{P_L}(PAR, T, N) \cdot [P_L])] \\
& + R_{C/N} \cdot (DcDON(O_2) + DcD_s(O_2) + DcD_L(O_2) + (1 - f_{2_{Z_s}}) \cdot \gamma_{Z_s} \cdot [Z_s] \\
& + (1 - f_{2_{Z_L}}) \cdot \gamma_{Z_L} \cdot [Z_L]) + 0,5 \cdot Denitr1 + 0,75 \cdot Denitr2
\end{aligned} \quad (2.24)$$

La variation de l'alcalinité de l'eau de mer correspondant aux variations des carbonates peut être reliée au processus de fabrication des squelettes. En effet, la formation de calcite $CaCO_3$ se traduit par une disparition des ions bicarbonates, c'est-à-dire à la fois une diminution de TCO_2 et une diminution de charges donc de l'alcalinité. Ainsi, l'évolution de l'alcalinité est égale à 2 fois le flux de TCO_2 utilisé à la fabrication du squelette. La redissolution de $CaCO_3$ s'effectuant lentement, cette dernière a été négligée dans un premier temps. De plus, elle se produit pour des profondeurs importantes (> 4000 m), peu représentatives de notre domaine d'étude.

La paramétrisation de *Nevison et al.* (2003) permet de déterminer la production de N_2O en fonction de l'oxygène consommé durant le processus de nitrification et de la profondeur. Selon cette paramétrisation, si la concentration en oxygène est supérieure à $4 \text{ mmolO}_2 \cdot \text{m}^{-3}$ et la profondeur (Z , en mètre) supérieure à la profondeur de la zone euphotique, alors la production de N_2O est déterminée selon la formulation suivante:

$$SMS(N_2O) = R_{N/O_2} (a_1/[O_2] + a_2) \cdot \exp(-Z/Z_{scale}) \cdot (1,5 \cdot Nitrif1 + 0,5 \cdot Nitrif2) \quad (2.25)$$

Si l'oxygène et les nitrates sont épuisés, l'activité bactérienne utilise les sulfates pour reminéraliser la matière organique. Cette réduction des sulfates produit de l'hydrogène

sulfureux. Dans le modèle BioEBUS, une paramétrisation développée par *Neumann* (2000), *Neumann et al.* (2002) et *Fennel and Neumann* (2004) est utilisée afin d'estimer la production de H_2S en fonction du déficit en oxygène (lorsque $[O_2] \leq 10^{-3} \text{ mlO}_2 \cdot \text{l}^{-1}$ et $[NO_3^-] \leq 10^{-3} \text{ mmolN} \cdot \text{m}^{-3}$). Deux moles de O_2 sont nécessaires pour oxyder une mole de H_2S :



D'autres formulations beaucoup plus complexes et plus réalistes permettent de déterminer la production de H_2S , comme celle de *Yakushev et al.* (2007) prenant en compte les réactions liées au Fer, Manganèse et aux Sulfures (sulfure élémentaire S^0 , thiosulfate, sulfate et hydrogène sulfuré). Pour le moment, nous nous contenterons donc de la paramétrisation très simple, développée notamment dans le modèle biogéochimique ERGOM utilisé dans la Mer Baltique (*Neumann*, 2000 ; *Neumann et al.*, 2002 ; *Fennel and Neumann*, 2004).

Méthode numérique

La méthode numérique du modèle biogéochimique considère que la nouvelle variable d'état C_i obtenue au pas de temps $t+1$ satisfait l'équation :

$$C_i(t+1) = C_i(t) + \Delta t * SMS(C_i(t+1)) \quad (2.27)$$

avec C_i la concentration du traceur biogéochimique (NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , SPHYTO, LPHYTO, SZOO, LZOO, SDET, LDET, DON, O_2 , TCO_2 , TALK, N_2O ou H_2S), Δt le pas de temps (en jours) et $SMS(C_i(t+1))$ les termes source-moins-puits calculés au nouveau pas de temps.

A chaque étape de la méthode numérique, la concentration du composant consommé est traitée de manière implicite, afin que l'algorithme garantisse des valeurs non négatives. L'algorithme, ainsi que chacune de ses étapes, est formulé de manière conservative (sauf la sédimentation explicite), ainsi la somme des concentrations des différents traceurs est conservée.

Production Primaire

Le taux de croissance des flagellés et des diatomées est limité par l'intensité lumineuse disponible pour la photosynthèse (PAR: Photosynthetically Active Radiation), la température (T, en °C) et les trois sels nutritifs en présence (nitrates, nitrites et ammonium). $J_{P_i}(PAR, T, N)$ est le taux de croissance effectif du phytoplancton P_i (i représentant les flagellés ou les diatomées), représenté par le produit de tous les termes de limitation :

$$J_{P_i}(PAR, T, N) = aJ_{P_i}(PAR, T) \cdot f_{P_i}(NO_3, NO_2, NH_4) \quad (2.28)$$

$aJ_{P_i}(PAR, T)$ est le taux de croissance du phytoplancton P_i limité par la lumière et la température, selon la formulation analytique d'*Evans et Parslow* (1985) :

$$aJ_{P_i}(PAR, T) = \frac{J_{\max_{P_i}} \cdot \alpha_{P_i} \cdot PAR}{\sqrt{(J_{\max_{P_i}})^2 + (\alpha_{P_i} \cdot PAR)^2}} \quad (2.29)$$

$J_{\max_{P_i}}$ est le taux de croissance maximal du phytoplancton P_i pour une lumière non limitante, en fonction de la température (Eppley, 1972) :

$$J_{\max_{P_i}} = a_{P_i} \cdot b^{c \cdot T} \quad (2.30)$$

La décroissance exponentielle de l'intensité lumineuse en fonction de la profondeur (z), de l'atténuation due à l'eau et aux concentrations en chlorophylle, est calculée selon la formulation :

$$PAR(z) = PAR_0 \cdot \exp(- (k_w \cdot z + k_{chla} \cdot \int_z^0 \theta \cdot R_{C/N} \cdot [P_t] \cdot \Delta z)) \quad (2.31)$$

PAR_0 est la radiation incidente photosynthétiquement utilisable à la surface, k_w et k_{chla} sont respectivement les coefficients d'atténuation de la lumière par l'eau pure et par la chlorophylle, θ est le rapport chlorophylle/carbone, $R_{C/N}$ est le rapport carbone/azote de Redfield pour le phytoplancton, $[P_t]$ représente la somme des concentrations du nano- et microphytoplancton, Δz est le pas de profondeur (m).

$f_{P_i}(NO_3, NO_2, NH_4)$ est le taux de croissance du phytoplancton P_i limité par les nutriments (Yakushev et al., 2007), selon une formulation *Michaelis-Menten* (1913):

$$f_{P_i}(NO_3, NO_2, NH_4) = f_{P_i}'(NO_3, NO_2) + f_{P_i}''(NH_4) \\ f_{P_i}(NO_3, NO_2, NH_4) = \frac{([NO_3] + [NO_2]) \cdot \exp(-K_{psi} \cdot [NH_4])}{K_{NO3_{P_i}} + [NO_3] + [NO_2]} + \frac{[NH_4]}{K_{NH4_{P_i}} + [NH_4]} \quad (2.32)$$

La limitation totale du taux de croissance des deux organismes phytoplanctoniques par l'azote inorganique dissous est la somme des limitations par les nitrates, les nitrites et l'ammonium. $K_{NO3_{P_i}}$ et $K_{NH4_{P_i}}$ sont les constantes de demi-saturation des flagellés ou des diatomées pour la l'assimilation des nitrates/nitrites et ammonium, respectivement. Les petites cellules phytoplanctoniques sont plus adaptées aux conditions oligotrophes que les grandes cellules. De façon classique, les constantes de demi-saturation pour les nitrates et nitrites sont supérieures à celles pour l'ammonium, aussi bien pour les flagellés que pour les diatomées (Eppley et al., 1969; Caperon and Meyer, 1972b). En outre, du fait d'un rapport surface/volume plus élevé, les cellules de petite taille ont une meilleure efficacité d'assimilation que les grandes cellules (Nalewajko and Garside, 1983). Par conséquent, les constantes de demi-saturation sont plus faibles pour les flagellés que pour les diatomées (voir Tableau 2.2).

Broutage du zooplancton sur le phytoplancton

Le taux d'ingestion spécifique du prédateur Z_j sur la proie Pr_i est calculé selon la formulation suivante (Fasham *et al.*, 1999 ; Tian *et al.*, 2000, 2001) :

$$G_{Z_j}^{Pr_i} = g_{\max_{Z_j}} \cdot \frac{e_{Z_j Pr_i} \cdot [Pr_i]}{k_{Z_j} + F_t}, \text{ avec } F_t = \sum e_{Z_j Pr_i} \cdot [Pr_i] \quad (2.33)$$

où $g_{\max_{Z_j}}$ est le taux d'ingestion maximum du prédateur Z_j (j représentant les ciliés ou les copépodes), $e_{Z_j P_i}$ est la préférence du prédateur Z_j pour la proie P_i (i représentant les flagellés, les diatomées ou les ciliés), $[Pr_i]$ est la concentration de la proie P_i , k_{Z_j} est la constante de demi-saturation du prédateur Z_j pour l'ingestion, F_t est la biomasse totale de proies disponibles pour le prédateur Z_j . Un exemple de calcul de $G_{Z_j}^{P_i}$ où Z_j représente les ciliés et P_i les flagellés :

$$G_{Z_s}^{P_s} = g_{\max_{Z_s}} \cdot \frac{e_{Z_s P_s} \cdot [P_s]}{k_{Z_s} + e_{Z_s P_s} \cdot [P_s] + e_{Z_s P_L} \cdot [P_L]} \quad (2.34)$$

Seule une partie de la biomasse broutée est assimilée par le prédateur, l'autre partie constitue les pelotes fécales et enrichit le compartiment des petits détritus pour les ciliés et le compartiment des gros détritus pour les copépodes. Le taux d'assimilation est de 75% pour les ciliés et de 70% pour les copépodes (voir Tableau 2.2).

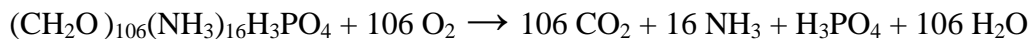
Reminéralisation de la matière organique dissoute et particulaire (Yakushev *et al.*, 2007)

La décomposition des détritus ou du DON est formulée selon Yakushev *et al.* (2007), avec Det représentant D_s , D_L ou DON dans les équations ci-dessous :

$$remDet = DcDet(O_2) + DcDet(NO_3) \quad (2.35)$$

- $DcDet(O_2)$ est la décomposition de Det en conditions oxygènes :

L'équilibre chimique du processus de décomposition de matière organique en conditions oxygènes est la suivante :



La paramétrisation de Yakushev *et al.* (2007) prend en compte l'influence de la température ($\exp(K_{tox}.T)$) et une dépendance aux concentrations en oxygène dissous (Fox) de type :

$$DcDet(O_2) = \exp(K_{tox}.T) \cdot K_N \cdot [Det] \cdot Fox \quad (2.36)$$

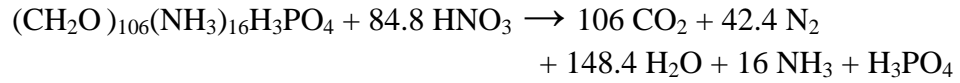
Si $[O_2] \leq O_{2ox}$ alors: $Fox = 0$

Si $[O_2] > O_{2ox}$ alors: $Fox = ([O_2] - O_{2ox}) / ([O_2] - O_{2ox} + K_{ox})$

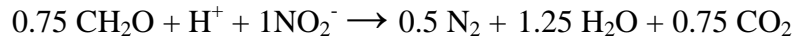
Avec K_N le taux de reminéralisation en conditions oxiques, représenté par K_{NP4} pour D_S et D_L , et par K_{ND4} pour le DON .

- $DcDet(NO_3)$ est la décomposition de Det en conditions suboxiques (dénitrification) :

En conditions suboxiques, l'équilibre chimique du processus de décomposition de matière organique est la suivante :



La consommation relative de NO_3 et NO_2 durant la réaction classique (Richards, 1965) peut être calculée selon Anderson et al. (1982) :



Yakushev et al. (2007) considère que la dénitrification de la matière organique particulaire (D_S , D_L) ou dissoute (DON) se produit en deux étapes :

$$DcDet(NO_3) = 0,5.Denitr1(Det) + 0,75.Denitr2(Det) \quad (2.37)$$

$$Denitr1(Det) = K_{N32}.Fdn_{nox}.Fdn_{NO_3}.[Det] \quad (2.38)$$

$$Denitr2(Det) = K_{N24}.Fdn_{nox}.Fdn_{NO_2}.[Det] \quad (2.39)$$

Si $[O_2] > O_{2dn}$ alors: $Fdn_{nox} = 0$

Si $[O_2] \leq O_{2dn}$ alors: $Fdn_{nox} = 1 - [O_2] / (O_{2dn} \cdot (O_{2dn} + 1 - [O_2]))$

Si $[NO_3] \leq NO_{3mi}$ alors: $Fdn_{NO_3} = 0$

Si $[NO_3] > NO_{3mi}$ alors: $Fdn_{NO_3} = ([NO_3] - NO_{3mi}) / ([NO_3] - NO_{3mi} + 1)$

Si $[NO_2] \leq NO_{2mi}$ alors: $Fdn_{NO_2} = 0$

Si $[NO_2] > NO_{2mi}$ alors: $Fdn_{NO_2} = ([NO_2] - NO_{2mi}) / ([NO_2] - NO_{2mi} + 1)$

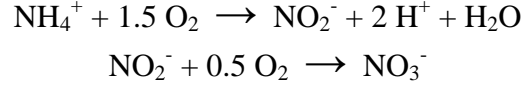
Les termes de 1^{er} et 2nd stades de dénitrification (voir Tableau 2.2 pour les paramètres):

$$Denitr1 = Denitr1(DON) + Denitr1(D_S) + Denitr1(D_L) \quad (2.40)$$

$$Denitr2 = Denitr2(DON) + Denitr2(D_S) + Denitr2(D_L) \quad (2.41)$$

Nitrification (Yakushev et al., 2007)

L'oxydation de l'ammonium vers les nitrates se déroule en deux étapes :



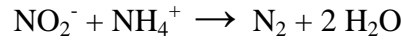
Yakushev et al. (2007) utilise les paramétrisations suivantes pour les deux stades de nitrification (voir Tableau 2.2 pour les paramètres):

$$1^{\text{er}} \text{ stade: Nitritation (} \text{NH}_4 \rightarrow \text{NO}_2 \text{)} : \quad \text{Nitrif1} = \frac{K_{N42} \cdot [\text{O}_2]}{[\text{O}_2] + \text{O}_{2nf}} \cdot [\text{NH}_4] \quad (2.42)$$

$$2^{\text{nd}} \text{ stade: Nitratisation (} \text{NO}_2 \rightarrow \text{NO}_3 \text{)} : \quad \text{Nitrif2} = \frac{K_{N23} \cdot [\text{O}_2]}{[\text{O}_2] + \text{O}_{2nf}} \cdot [\text{NO}_2] \quad (2.43)$$

Anammox (Yakushev et al., 2007)

L'oxydation anaérobie de l'ammonium par les nitrites (anammox), récemment découverte dans la zone du Benguela (*Kuypers et al.*, 2005 ; *Lavik et al.*, 2009), est représentée par l'équilibre chimique suivant:



Ce processus est paramétré par une équation au second degré (*Yakushev et al.*, 2007) (voir Tableau 2.2 pour les paramètres):

$$\text{Anammox} = K_{\text{anammox}} \cdot [\text{NO}_2] \cdot [\text{NH}_4] \cdot K_{\text{convert}} \quad (2.44)$$

Flux à l'interface océan – atmosphère

$\text{FluxOA}(\text{O}_2)$, $\text{FluxOA}(\text{CO}_2)$, et $\text{FluxOA}(\text{N}_2\text{O})$ représentent respectivement les flux d' O_2 , de CO_2 et de N_2O à l'interface océan-atmosphère:

$$\text{FluxOA}(\text{O}_2) = K_w \text{O}_2 \cdot ([\text{O}_2]_{eq} - [\text{O}_2]) \quad (2.45)$$

$$\text{FluxOA}(\text{CO}_2) = K_w \text{CO}_2 \cdot \text{const1} \cdot (\text{Patm} - p\text{CO}_2) \quad (2.46)$$

$$\text{FluxOA}(\text{N}_2\text{O}) = K_w \text{N}_2\text{O} \cdot ([\text{N}_2\text{O}]_{eq} - [\text{N}_2\text{O}]) \quad (2.47)$$

Patm représente la pression totale de l'air au niveau de la mer (atm) et $p\text{CO}_2$ est la pression partielle océanique de CO_2 en atm.

K_w est la vitesse de transfert du gaz (ou vitesse de piston, en m.d⁻¹), avec u la vitesse moyenne du vent (m.s⁻¹), d'après *Wanninkhof* (1992). K_w représente K_{wO_2} , K_{wCO_2} ou K_{wN_2O} dans l'équation du flux d'O₂, CO₂ et N₂O, respectivement.

$$K_w = 0,31.u^2.\sqrt{(660/Sc)} \quad (2.48)$$

Sc est le nombre de Schmidt (sans unité), avec T la température en °C. Sc devient Sc_{O_2} pour la formulation de l'O₂ proposée par *Keeling et al.* (1998), Sc_{CO_2} pour la formulation du CO₂ proposée par *Jähne* (1980) et *Liss and Merlivat* (1986), et Sc_{N_2O} pour la formulation du N₂O proposée par *Wanninkhof* (1992).

$$Sc_{O_2} = 1638.0 - 81.83.T + 1.483.T^2 - 0.008004.T^3 \quad (2.49)$$

$$Sc_{CO_2} = 595 + (360 - 595).(T - 20)/10 \quad (2.50)$$

$$Sc_{N_2O} = 2301.1 - 151.1.T + 4.7364.T^2 - 0.059431.T^3 \quad (2.51)$$

[O₂]_{eq} est la concentration d'O₂ (en mmol.m⁻³) à saturation à une pression totale de 1 atm (P₀) pour un air saturé en eau (*Garcia et Gordon*, 1992), en fonction de la température T en °C et de la salinité S :

$$\begin{aligned} o_{2sato} = & \exp[2.00907 + 3.22014.\log((298.15-T)/(273.15+T)) + 4.05010. \\ & \log((298.15-T)/(273.15+T))^2 + 4.94457.\log((298.15-T)/(273.15+T))^3 - 2.56847^{E-} \\ & ^1.\log((298.15-T)/(273.15+T))^4 + 3.88767.\log((298.15-T)/(273.15+T))^5 + S.(- \\ & 6.24523^{E-3} - 7.37614^{E-3}.\log((298.15-T)/(273.15+T)) - 1.03410^{E-2}.\log((298.15- \\ & T)/(273.15+T))^2 - 8.17083^{E-3}.\log((298.15-T)/(273.15+T))^3 - 4.88682^{E-7}.(S^2)] \end{aligned}$$

$$[O_2] = (o_{2sato}/22391.6 \times 1000) \times 1000 \times P_{atm}/P_0 \quad (2.52)$$

$const1$ est la constante de solubilité du CO₂ en (μmol.kg⁻¹.atm⁻¹), d'après *Weiss* (1974) :

$$\begin{aligned} const1 = & \exp(93,4517/((273,15+T)/100) - 60,2409 + 23,3585.\log((273,15+T)/100) \\ & + S.(0,023517 - 0,023656.((273,15+T)/100) + 0,0047036.((273,15+T)/100)^2)) \end{aligned} \quad (2.53)$$

[N₂O]_{eq} correspond à la concentration de N₂O (en mmolN₂O.m⁻³) à équilibre avec l'air humide, pour une pression totale de 1 atm, en fonction de la température T en °C et de la salinité S (*Weiss and Price*, 1980):

$$\begin{aligned} N2O_{eq} = & \exp[-165.8806 + 222.8743 \times 100/(273.15+T) + 92.0762 \times \\ & \log((273.15+T)/100) - 1.48425 + ((273.15+T)/100)^2 + S.(-0.056235 \\ & + 0.031619 \times (273.15+T)/100 - 0.004847 \times ((273.15+T)/100)^2)] \end{aligned}$$

$$[N_2O]_{eq} = N2O_{eq} \times pN_2O \times P_0 \times 10^{-3} \quad (2.54)$$

La pression partielle de N₂O (pN₂O) est prise constante à 318 ppb (*Lueker et al.*, 2003; *Cornejo et al.*, 2006; *Anonymous*, 2008).

Rapport chlorophylle/azote

Les concentrations en Chlorophylle-*a* en mgChl.m⁻³ sont déterminées à partir des concentrations en phytoplancton par l'intermédiaire d'un rapport Chl/N variable, selon *Hurt et Armstrong* (1996):

$$[Chl-a] = 1.59 \times \chi \times [P] \quad (2.55)$$

avec $[P]$ la concentration en phytoplancton en mmolN.m⁻³, $[Chl-a]$ la concentration en chlorophylle-*a* en mgChl.m⁻³, et 1.59 le rapport Chl/N standard. Si la croissance est limitée par la lumière, alors $Chl/N = 1.59 \cdot \chi_{\max}$ fait référence à un rapport Chl/N maximum et χ_{\max} vaut 1 (alors $C/Chl_{\min} = 50 \text{ gC.gChl}^{-1}$). Si la croissance du phytoplancton est limitée par les nutriments, χ est égal au rapport entre le taux de croissance limité par les nutriments sur le taux de croissance limité par la lumière. La limite supérieure pour $(C/Chl)_{\max}$ est fixée à 160 (*Charria et al.*, 2008a).

Parameter	Symbol	Units	Value	References
Phytoplankton				
Initial slope of P-I curve for P_S	α_{P_S}	$m^2 \cdot W^{-1} \cdot d^{-1}$	0.025	<i>OG99, K05</i>
Initial slope of P-I curve for P_L	α_{P_L}	$m^2 \cdot W^{-1} \cdot d^{-1}$	0.04	<i>Popova et al. (2002), K05</i>
Light attenuation coefficient due to pure water	k_w	m^{-1}	0.04	<i>OG99, T00, K05</i>
Light attenuation coefficient by phytoplankton	k_{chla}	$m^2 \cdot mgChl^{-1}$	0.024	<i>OC00, K05</i>
Chl/C ratio	θ	$mgChl \cdot mgC^{-1}$	0.02	<i>F90, Lacroix and Nival (1998), T00, K05</i>
Maximum growth rate for P_S	a_{P_S}	d^{-1}	0.557	<i>K05</i>
Maximum growth rate for P_L	a_{P_L}	d^{-1}	0.6	Adjusted
	b	-	1.066	<i>OG99, K05</i>
	c	$(^{\circ}C)^{-1}$	1	<i>OG99, K05</i>
Mortality rate of P_S	μ_{P_S}	d^{-1}	0.027	<i>K05</i>
Mortality rate of P_L	μ_{P_L}	d^{-1}	0.03	<i>OG99, K05</i>
Exudation fraction of primary production (by P_S)	ϵ_{P_S}	d^{-1}	0.05	<i>H05, Y07</i>
Exudation fraction of primary production (by P_L)	ϵ_{P_L}	d^{-1}	0.05	<i>H05, Y07</i>
Strength of NH_4 inhibition of NO_3 uptake constant	K_{psi}	$(mmolN \cdot m^{-3})^{-1}$	1.46	<i>Y07</i>
Half saturation constant for uptake of NH_4 by P_S	K_{NH4P_S}	$mmolN \cdot m^{-3}$	0.5	<i>K05</i>
Half saturation constant for uptake of NH_4 by P_L	K_{NH4P_L}	$mmolN \cdot m^{-3}$	1	Adjusted
Half saturation constant for uptake of NO_3+NO_2 by P_S	K_{NO3P_S}	$mmolN \cdot m^{-3}$	0.5	Adjusted
Half saturation constant for uptake of NO_3+NO_2 by P_L	K_{NO3P_L}	$mmolN \cdot m^{-3}$	2	<i>K05</i>
C/N ratio for phytoplankton	$R_{C/N}$	$molC \cdot molN^{-1}$	106/16	<i>Redfield et al. (1963)</i>
O_2/N ratio	$R_{O2/N}$	$molO_2 \cdot molN^{-1}$	170/16	<i>Conkright and O'Brien (1994)</i>
Sedimentation velocity of P_L	w_{P_L}	$m \cdot d^{-1}$	0.5	<i>K05</i>
Zooplankton				
Assimilation efficiency of Z_S	$f1_{Z_S}$	-	0.75	<i>K05</i>
Assimilation efficiency of Z_L	$f1_{Z_L}$	-	0.7	<i>K05</i>
Maximum grazing rate of Z_S	g_{maxZ_S}	d^{-1}	0.9	Adjusted
Maximum grazing rate of Z_L	g_{maxZ_L}	d^{-1}	1.2	Adjusted
Preference of Z_S for P_S	$e_{Z_S P_S}$	-	0.7	Adjusted
Preference of Z_S for P_L	$e_{Z_S P_L}$	-	0.3	Adjusted
Preference of Z_L for P_S	$e_{Z_L P_S}$	-	0.26	Adjusted
Preference of Z_L for P_L	$e_{Z_L P_L}$	-	0.53	Adjusted
Preference of Z_L for Z_S	$e_{Z_L Z_S}$	-	0.21	Adjusted
Half saturation constant for ingestion by Z_S	k_{Z_S}	$mmolN \cdot m^{-3}$	1.5	Adjusted
Half saturation constant for ingestion by Z_L	k_{Z_L}	$mmolN \cdot m^{-3}$	4	Adjusted

Mortality rate of Z_L	μ_{Z_L}	(mmolN.m ⁻³).d ⁻¹	0.05	OC00, K05
Excretion rate of Z_S	γ_{Z_S}	d ⁻¹	0.05	Adjusted
Excretion rate of Z_L	γ_{Z_L}	d ⁻¹	0.05	K05
Organic fraction of Z_S excretion	$f2_{Z_S}$	-	0.25	F90
Organic fraction of Z_L excretion	$f2_{Z_L}$	-	0.25	F90
Detritus				
Hydrolysis rate of D_S	μ_{D_S}	d ⁻¹	0.12	Adjusted
Hydrolysis rate of D_L	μ_{D_L}	d ⁻¹	0.08	Adjusted
Sedimentation velocity of D_S	w_{D_S}	m.d ⁻¹	1	K05
Sedimentation velocity of D_L	w_{D_L}	m.d ⁻¹	20	Adjusted
Mineralisation in oxic conditions				
Mineralisation rate of DON	K_{ND4}	d ⁻¹	0.002	Adjusted
Mineralisation rate of PON	K_{NP4}	d ⁻¹	0.007	Adjusted
Temperature parameter	K_{tox}	(°C) ⁻¹	0.15	Y07
Oxygen parameter	O_2ox	mmolO ₂ .m ⁻³	0	Y07
Half saturation constant	K_{ox}	mmolO ₂ .m ⁻³	15	Y07
Denitrification				
Rate of 1 st stage of denitrification	K_{N32}	d ⁻¹	0.12	Y07
Rate of 2 nd stage of denitrification	K_{N24}	d ⁻¹	0.2	Y07
Oxygen parameter	O_2dn	mmolO ₂ .m ⁻³	25	Y07
NO ₃ parameter	NO_3mi	mmolN.m ⁻³	0.001	Y07
NO ₂ parameter	NO_2mi	mmolN.m ⁻³	0.0001	Y07
Nitrification				
Rate of 1 st stage of Nitrification	K_{N42}	d ⁻¹	0.9	Y07
Rate of 2 nd stage of Nitrification	K_{N23}	d ⁻¹	2.5	Y07
O ₂ parameter	O_2nf	mmolO ₂ .m ⁻³	1	Y07
Anammox				
Anammox constant	$K_{anammox}$	d ⁻¹	0.03	Y07
Conversion constant	$K_{convert}$	(mmolN.m ⁻³) ⁻¹	1	Yakushev (personal com., 2009)
N₂O formulation				
N/O ₂ ratio	$R_{N/O2}$	molN.molO ₂ ⁻¹	16/170	Conkright and O'Brien (1994)
	a_1	molN ₂ O.molN ⁻¹ (mmolO ₂ .m ⁻³) ⁻¹	0.26	N03
	a_2	molN ₂ O.molN ⁻¹	-0.0004	N03
depth scale	Z_{scale}	m	3000	N03

OG99: *Oschlies and Garcon* (1999)

K05: *Koné et al.* (2005)

OC00: *Olivieri and Chavez* (2000)

T00: *Tian et al.* (2000)

H05: *Huret et al.* (2005)

Y07: *Yakushev et al.* (2007)

F90: *Fasham et al.* (1990)

N03: *Nevison et al.* (2003)

Tableau 2.2: Valeurs des paramètres du modèle BioEBUS.

2.1.4 Sensibilité et ajustement des paramètres de BioEBUS

Les différentes modifications et ajouts effectués dans le modèle d'origine (le modèle $N_2P_2Z_2D_2$ de *Koné et al.*, 2005) ont nécessité une adaptation des paramètres du modèle BioEBUS. En effet, les paramètres liés à la boucle microbienne (hydrolyse des détritux μ_{D_s} et μ_{D_L} , taux de reminéralisation de la matière organique particulaire K_{NP4} et dissoute K_{ND4} issus des formulations de *Yakushev et al.* (2007), vitesse de sédimentation des gros détritux w_{D_L}) ont été ajustés afin de mieux représenter la distribution des nutriments et de l'oxygène de la côte à l'océan ouvert. De plus, une représentation plus détaillée du processus de nitrification a été introduite dans le modèle BioEBUS avec l'ajout des nitrites, nécessitant un ajustement des paramètres associés à la consommation de nutriments par le phytoplancton (constantes de demi-saturation $K_{NO3_{P_S}}$ et $K_{NH4_{P_L}}$) afin que les concentrations en chlorophylle-*a* modélisées soient en meilleur accord avec celles observées. La formulation du broutage, avec l'introduction du paramètre de préférence du zooplancton pour les différents types de plancton (*Dadou et al.*, 2001, 2004), les taux de croissance maximum ainsi que les constantes de demi-saturation pour l'ingestion ont également été modifiés. Ces ajustements permettent de mieux représenter la distribution spatiale des différents types de plancton entre la côte et le large, en comparaison avec les données dans le système de l'upwelling de Namibie (*Silio-Calzada et al.*, 2008; *Kreiner and Ayon*, 2008).

Parameter	Symbol	Units	Ref	Ref /10	Ref/5	Ref/2	Refx2	Refx5	Ref x10
Phytoplankton									
Half saturation constant for uptake of NO_3+NO_2 by P_S	$K_{NO3_{P_S}}$	mmolN. m ⁻³	0.5				1	2.5	
Zooplankton									
Excretion rate of Z_S	γ_{Z_S}	d ⁻¹	0.05	0.005					
Detritus									
Sedimentation velocity of D_L	w_{D_L}	m.d ⁻¹	10				20	50	100
Mineralisation in oxic conditions									
Mineralisation rate of DON	K_{ND4}	d ⁻¹	0.02	0.002		0.01	0.04	0.1	
Mineralisation rate of PON (D_L)	K_{NP4}	d ⁻¹	0.007		0.0014	0.0035	0.014		

Tableau 2.3: Valeurs des paramètres pour l'analyse de sensibilité. Les valeurs choisies sont indiquées en gras. Ref se réfère à la simulation de référence (voir les explications dans le texte) et Ref/10, Ref/5, Ref/2, Refx2, Refx5 et Refx10 aux valeurs de la simulation de référence divisées par 10, 5 et 2, multipliées par 2, 5 et 10, respectivement.

Cette première version ajustée du modèle constitue la simulation de référence pour l'analyse des paramètres qui suit. Les valeurs des paramètres importants ont été ajustées à l'aide d'une analyse de sensibilité (Table 2.3). La méthodologie de cette analyse consiste à changer arbitrairement les valeurs de ces paramètres de la simulation de référence. Les paramètres sont modifiés un par un, et leur valeur est multipliée ou divisée par 2, 5, et 10. Pour chaque test, les champs modélisés sont comparés aux données CARS (2006) et aux concentrations en chlorophylle-*a* issues de SeaWiFS (voir description Section 2.2). La valeur est choisie lorsque les différences entre les champs modélisés et les données observées (nitrates, oxygène, et chlorophylle-*a*) sont les plus faibles. Un exemple de ces ajustements est présenté sur la Figure 2.10 pour les paramètres K_{ND4} , w_{DL} et K_{NO3PS} .

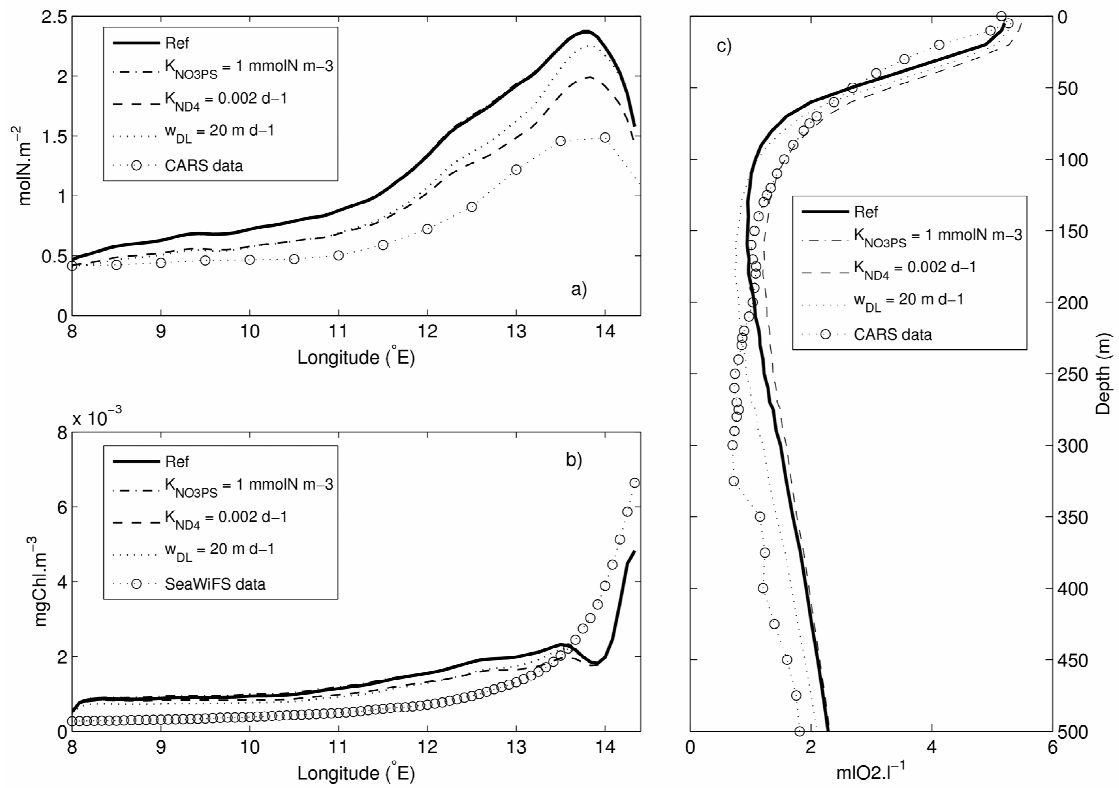


Figure 2.10: Analyse de sensibilité pour les paramètres K_{NO3PS} (assimilation des nitrates par les flagellés; ligne pointillée-tirée), K_{ND4} (taux de reminéralisation du DON; ligne pointillée) et w_{DL} (vitesse de sédimentation des gros détritres; ligne tiretée) comparé à la simulation de référence (ligne pleine) et à la climatologie (ligne tiretée avec les cercles) (voir Tableau 2.3 et le texte pour les explications). a) Moyenne annuelle des concentrations en nitrates intégrées entre 0-100m (mmolN.m^{-2}) le long d'un profil Est-Ouest (moyenné entre 22°S - 24°S), b) moyenne annuelle de Chl-*a* (mgChl.m^{-3}) en utilisant un rapport Chl/N constant égal à 1 gChl.molN^{-1} le long du même profil Est-Ouest, et c) profil vertical de la moyenne annuelle des concentrations en oxygène ($\text{mlO}_2.\text{l}^{-1}$) (moyenné entre 22°S - 24°S et 13°E - 15°E). L'analyse de sensibilité pour le paramètre K_{NO3PS} donne les mêmes résultats que la simulation de référence (la ligne pointillée-tirée est masquée par la ligne pleine).

La diminution d'un facteur 10 du paramètre K_{ND4} induit un meilleur accord entre les champs modélisés et les données observées pour les concentrations de nitrates intégrées entre 0 et 100 m le long d'un profil Est-Ouest moyenné entre 22°S et 24°S (amélioration de 20% ; Figure 2.10a) ainsi que pour le gradient dans les 100 premiers mètres du profil vertical de concentrations en oxygène (amélioration de 10% ; Figure 2.10c). Le paramètre w_{D_L} multiplié par 2 induit une diminution des concentrations en nitrates intégrées dans les 100 premiers mètres (amélioration de 15%), principalement sur le plateau continental (Figure 2.10a), et une diminution des concentrations en oxygène en dessous de 200 m (amélioration de 10%) sur le plateau continental, en meilleur accord avec les données (Figure 2.10c). Le fait de multiplier par 2 le paramètre $K_{NO3_{P_8}}$ a très peu d'effet sur les concentrations en chlorophylle-*a* de surface voire aucun effet sur les concentrations en nitrates et oxygène, confirmant ainsi notre choix de garder ce paramètre à sa valeur de référence (0.5 mmolN.m⁻³). Le taux d'excrétion des ciliés a également été diminué γ_{Z_s} d'un facteur 2 afin de diminuer les concentrations en nitrites et ammonium, en complément de l'ajustement des paramètres w_{D_L} et K_{ND4} (non montré). Enfin, le taux de croissance maximum des diatomées a été modifié de 0.8356 j⁻¹ (Koné *et al.*, 2005) à 0.6 j⁻¹ (Fasham *et al.*, 1990; Oeschlies and Garçon, 1999; Huret *et al.*, 2005) afin d'obtenir un meilleur accord entre la production primaire modélisée et les données du programme BENEFIT présentées dans Barlow *et al.* (2009) ainsi que les données de la campagne AMT6 (voir section suivante : Section 2.2), spécialement dans la zone côtière.

2.2 Données satellites, données *in-situ* et analyse préliminaire

Les champs modélisés sont comparés à différents types de données dans la zone d'étude: les données satellites, les sections et stations effectuées lors de campagnes en mer, les séries temporelles à un mouillage fixe et les données climatologiques.

2.2.1 Données satellites

Les concentrations en chlorophylle-*a* du capteur SeaWiFS (données de niveau 3 avec une résolution spatiale de 9 km, selon l'algorithme version 4 de O'Reilly *et al.*, 2000) proviennent de la climatologie mensuelle issue des années 1997-2009. Ces données ont été traitées par la NASA Goddard Space Flight Center et distribuées par le DAAC (Distributed Active Archive Center) (McClain *et al.*, 1998). Elles seront comparées aux concentrations en chlorophylle-*a* de surface modélisées, somme des concentrations en diatomées et flagellées exprimées en azote, converties en concentrations en chlorophylle-*a* (mgChl.m⁻³) avec un rapport variable, décrit précédemment dans la Section 2.1.3.

2.2.2 Données *in-situ* et climatologiques

Différentes sections et stations sont utilisées pour la comparaison modèle/données. Leurs positions sont montrées sur la Figure 2.11.

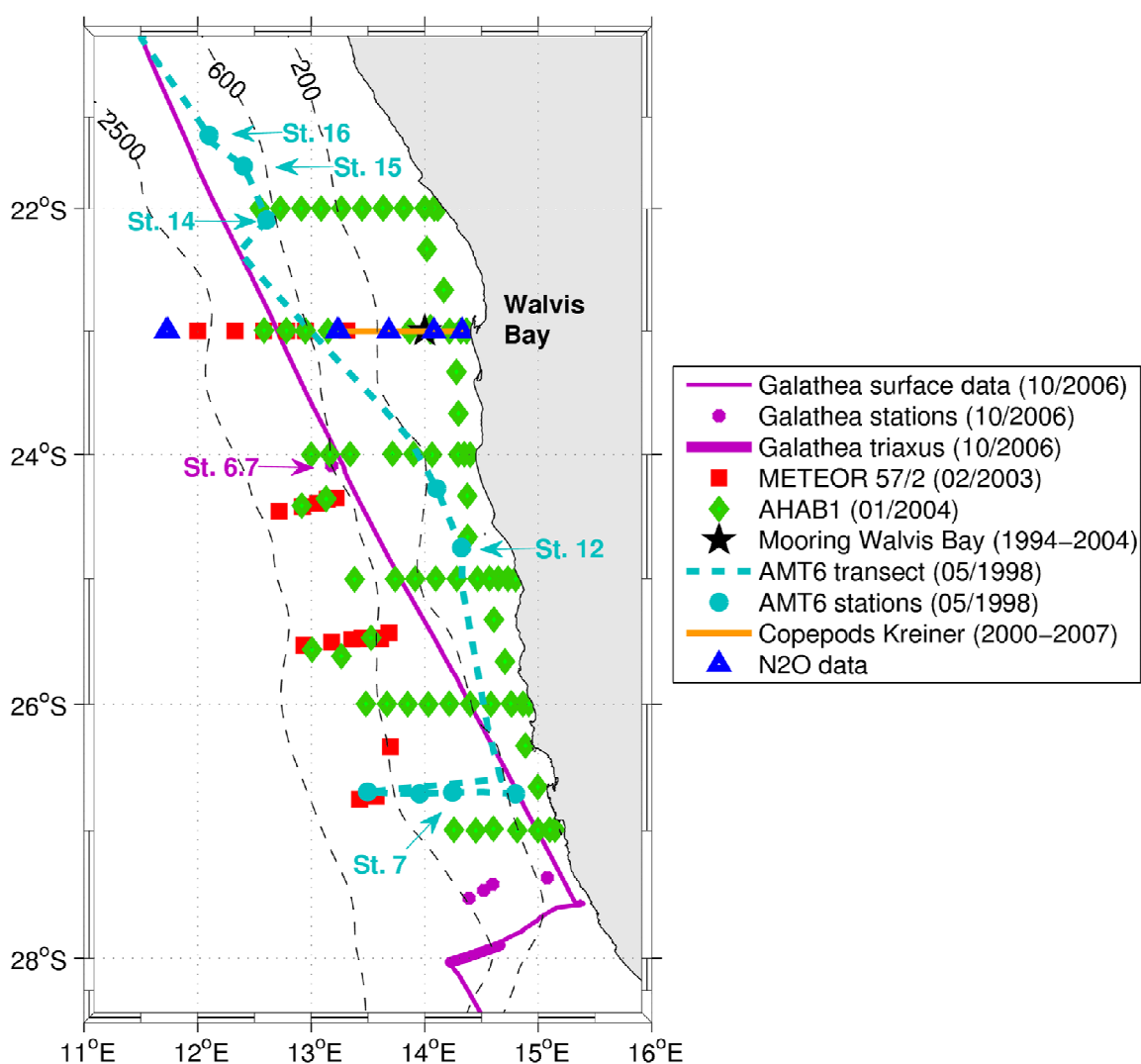


Figure 2.11: Stations et sections des campagnes utilisées pour la comparaison modèle-données: l'expédition danoise Galathea (Octobre 2006), l'expédition METEOR M57/2 (Février 2003), l'expédition AHAB1 (Janvier 2004), la campagne AMT 6 (Mai 1998), le mouillage à Walvis Bay entre 1994 et 2004 (Monteiro and van der Plas, 2006), la série temporelle d'abondance de copépodes au large de Walvis Bay de la côte (14.5°E) à 70 miles nautiques (13.23°E) entre 2000 et 2007 (Kreiner and Ayon, 2008), et les données de N₂O issues de la campagne FRS Africana (Décembre 2009). Les lignes noires pointillées indiquent la bathymétrie (en mètres).

- Le long de la trajectoire de la campagne AMT 6 (Atlantic Meridional Transect) en Mai 1998, la température, la salinité, les concentrations en oxygène, en nutriments et en chlorophylle-*a*, la production primaire et le mésozooplancton ont été mesurés.

- Les expéditions METEOR 57/2 en Février 2003 au large de la Namibie (entre 23°S et 27°S) et AHAB1 en Janvier 2004 (entre 22°S et 27°S) ont permis de mesurer la température, la salinité, les concentrations en oxygène et en nutriments (provenant de M. Kuypers et G. Lavik, Max Planck Institute for Microbiology, Bremen, Germany).
- En Octobre 2006, l'expédition Danoise Galathea a traversé le système de l'upwelling du Benguela. Des mesures de température, de salinité, de concentrations en oxygène, en nutriments et en chlorophylle-*a* ont été effectuées à différentes stations et selon une section verticale (système triaxus ondulant verticalement et latéralement à l'arrière du navire). Une mission effectuée au National Environmental Research Institute (Department of Atmospheric Environment, Aarhus University, Roskilde, Denmark) avec le Dr. L. L. Sørensen m'a permis d'avoir accès à ces données. L'analyse des données Galathea est détaillée ci-dessous.
- Un mouillage situé sur le plateau continental à 23°S dans la Walvis Bay entre 1994 et 2004 (*Monteiro and Van der Plas*, 2006) a permis d'obtenir une série temporelle continue pour la température, la salinité et les concentrations en oxygène.
- Des mesures d'abondance de copépodes (intégrés entre 0 et 200 m) ont été effectuées mensuellement entre 2000 et 2007, entre la côte (14.5°E) et 70 miles nautiques (13.23°E) à 23°S, dans Walvis Bay (*Kreiner and Ayon*, 2008).
- Des estimations de production primaire ont été effectuées en hiver 1999 et été 2002, dans le cadre du programme BENEFIT (*Barlow et al.*, 2009).
- La base de données CARS (CSIRO¹ Atlas of Regional Seas) regroupe toutes les données issues des bouées Argo, WOD2005², WOCE³ Global Hydrographic Program, CTD et archives d'hydrologie du CMAR⁴, données hydrographiques du NIWA⁵, et données hydrographiques du CRC⁶ pour l'Océan Sud et l'Antarctique. Toutes ces données ont permis de produire une climatologie mensuelle CARS au 1/2° de résolution pour les champs de température et salinité (CARS, 2009), les concentrations en oxygène et en nitrates (CARS, 2006).
- La base de données World Ocean Atlas 2001 (WOA, 2001) inclut une climatologie mondiale des concentrations en chlorophylle-*a*.
- La campagne AMT 17 en Novembre 2005 a permis d'estimer les concentrations en DON semi-labile dans le sous-système Sud du Benguela.
- Enfin, pour la première fois dans le système de l'upwelling de Namibie, des mesures de N₂O ont été effectuées à 9 stations au large de Walvis Bay (23°S) durant la campagne FRS Africana, en Décembre 2009, dans le cadre du projet allemand GENUS (Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System). L'interprétation de ces données est détaillée Section 2.2.4.

Toutes les données énumérées ci-dessus seront comparées à celles modélisées pour les mêmes positions géographiques (sauf pour le DON, car il n'y a pas de mesures connues dans notre zone d'étude) et les mêmes mois climatologiques.

2.2.3 Les données issues de la campagne Galathea III

¹ CSIRO: Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
² WOD: World Ocean Database 2005
³ WOCE : World Ocean Circulation Experiment
⁴ CMAR: CSIRO Marine and Atmospheric Research
⁵ NIWA: National Institute of Water and Atmospheric Research
⁶ CRC: Cooperative Research Centre

Une mission effectuée au National Environmental Research Institute (Department of Atmospheric Environment, Aarhus University, Roskilde, Denmark) de Mars à Mai 2008, avec le Dr. L. L. Sørensen grâce au programme scientifique COST Action 735, m'a permis d'utiliser les données collectées durant l'expédition danoise Galathea III (www.galathea3.dk). Cette expédition a réalisé le tour du monde entre Août 2006 et Avril 2007 et représente la troisième expédition de ce type depuis 150 ans. L'un des principaux objectifs de cette expédition consiste à étudier le cycle océanique du carbone. Ce projet multidisciplinaire a pour objectif une meilleure compréhension du cycle du carbone dans les couches supérieures de l'océan et dans la couche limite atmosphérique ainsi que le rôle de l'océan dans le changement climatique.

SeaWiFS Chlorophyll Concentration : 20061008 - 20061015

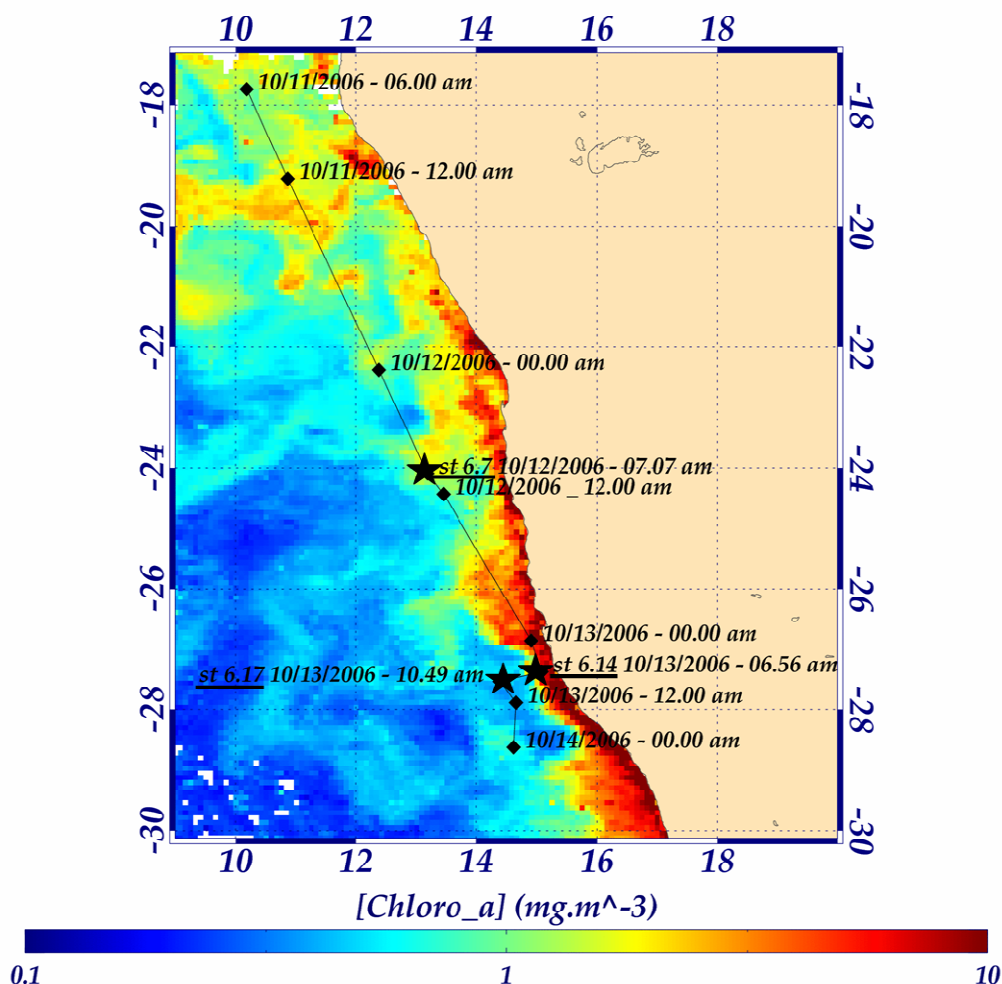


Figure 2.12: Carte des concentrations hebdomadaires de chlorophylle-a SeaWiFS (du 08/10/2006 au 15/10/2006) avec le tracé (en noir) de l'expédition Galathea dans la zone de l'upwelling du Benguela: du 11/10/2006 (17.74°S – 10.18°E) au 14/10/2006 (28.62°S – 14.62°E). Les stations (st.) disponibles et analysées sont st. 6.7, 6.14 et 6.17.

En Octobre 2006, l'expédition Galathea a traversé la zone de l'upwelling du Benguela (Figure 2.12). L'analyse des données collectées dans la zone m'a permis d'étudier les différentes masses d'eau présentes, de comprendre les modifications des caractéristiques physiques et biogéochimiques des eaux upwellées, et d'étudier les échanges de CO₂ à l'interface océan-atmosphère lors d'un épisode d'upwelling.

Analyse des masses d'eau présentes dans la zone du Benguela

Les principales influences océaniques dans le système de l'upwelling du Benguela proviennent de l'Atlantique Equatorial dans la partie Nord du Benguela et de l'Atlantique Sud/Indien Sud dans la partie Sud du Benguela (Shillington *et al.*, 2006). Une analyse des masses d'eau à partir des données collectées durant le passage de l'expédition Galathea dans la zone du Benguela (Figure 2.13) permet de discriminer les différentes masses d'eau présentes dans le système de l'upwelling du Benguela.

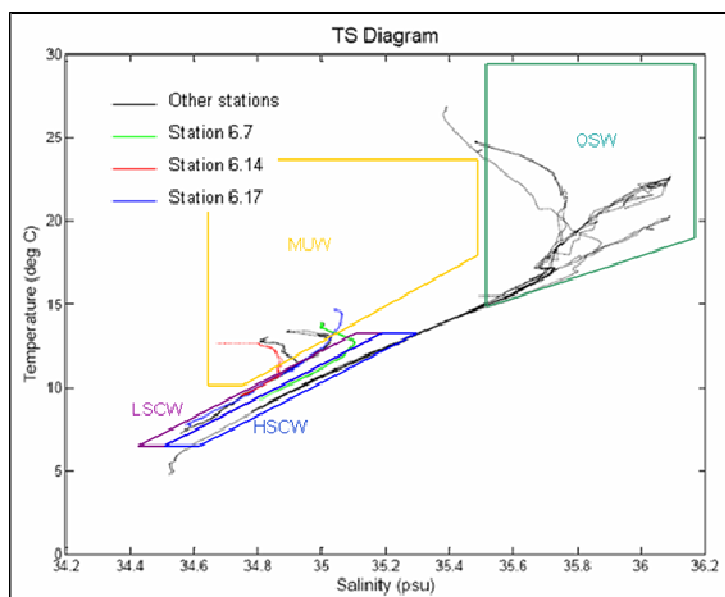


Figure 2.13: Diagramme TS (Température-Salinité) à partir des données collectées durant le passage de l'expédition Galathea dans la zone du Benguela. Les masses d'eau présentes dans la zone ont été ajoutées: OSW: Oceanic Surface Water; MUW: Modified Upwelled Water; HSCW: High Salinity Central Water; LSCW: Low Salinity Central Water.

Dans la zone du Benguela, SACW (South Atlantic Central Water) possède un contenu élevé en sel (HSCW: High Salinity Central Water) dans le bassin d'Angola et un contenu relativement faible (LSCW: Low Salinity Central Water) dans le bassin du Cap. Les eaux océaniques de surface (OSW: Oceanic Surface Water), situées au-dessus de SACW, sont influencées par les précipitations et les apports continentaux par les rivières dans le bassin

d'Angola. Il en résulte des eaux à faible salinité en surface (Mohrholz *et al.*, 2001, 2008). Sur le plateau continental au large des côtes de Namibie et d'Afrique du Sud, SACW remonte vers la surface par upwelling. L'influence des conditions atmosphériques modifie ses propriétés (température et salinité), cette masse d'eau est alors appelée MUW (Modified Upwelled Water).

Les stations 6.1 et 6.6, situées dans le bassin d'Angola entre 1°N et 12.3°S, possèdent les caractéristiques des eaux centrales avec une salinité relativement élevée (HSCW). Près de la surface, l'eau chaude et salée semble provenir de l'eau de surface océanique. Plus au sud, en se rapprochant de la côte, la salinité de l'eau diminue (LSCW). Près de la surface, les masses d'eau semblent être modifiées. Par exemple, la station 6.14 est très proche de la zone d'upwelling (Figure 2.12), et l'influence de ce dernier est clairement observée dans les données de température et salinité (Figures 2.13 et 2.16), avec une salinité plus faible dans les 80 premiers mètres de la colonne d'eau (Figure 2.16) due au transport d'Ekman vers le large des eaux nouvellement upwellées. A cette station, la masse d'eau présente les caractéristiques de MUW. Les stations 6.7 et 6.17 (Figure 2.12) ne se situent pas dans la zone d'upwelling lors du passage de l'expédition Galathea, mais les caractéristiques des masses d'eau près de la surface montrent un récent épisode d'upwelling ou l'advection d'eau upwellées le long de la côte (Figure 2.13).

Un évènement d'upwelling au large des côtes Namibiennes

Durant la traversée de la zone de l'upwelling du Benguela (Figure 2.12), les mesures *in-situ* mettent en évidence une remontée d'eaux froides (10.5°C ; Figure 2.14c) et riches en nutriments à la surface. Les fortes concentrations en chlorophylle-*a* (Figure 2.12) près des côtes Namibiennes sont représentatives d'un épisode d'upwelling. Les eaux qui remontent à la surface ont également un contenu élevé en CO₂. Quand l'eau remonte près de la surface, la pression diminue et l'eau se réchauffe. La solubilité du CO₂ diminuant quand la température augmente, la pression partielle de CO₂ (pCO₂) augmente. De très fortes valeurs de pression partielle de CO₂ (jusqu'à 800 µatm) ont été mesurées dans cette zone le 13/10/2006, à 27.6°S - 15.4°E (Figure 2.14a). Durant cet épisode d'upwelling, la contribution thermodynamique pour la concentration de CO₂ domine; le CO₂ consommé durant la photosynthèse phytoplanctonique ne peut contrebalancer les processus physiques. En s'éloignant de la zone d'upwelling, la pression partielle de CO₂ océanique diminue. Ici, la consommation de CO₂ au cours de la photosynthèse entraîne la diminution de la pCO₂ océanique et celle-ci devient inférieure à la pCO₂ atmosphérique (Figure 2.14a). Bien que les concentrations en chlorophylle-*a* soient plus faibles que dans la zone de l'upwelling, l'activité biologique représente le principal processus qui affecte la pCO₂ océanique. La différence des pressions partielles entre l'eau et l'air (ΔpCO_2) est d'environ -25.74 µatm, indiquant que l'océan agit comme un puits de CO₂ atmosphérique (Figure 2.14a).

Au même moment, une augmentation de la vitesse du vent a été mesurée (Figure 2.14b), excédant 15 m.s⁻¹ avec une direction parallèle à la côte (~ 160°). Ces vents favorables à l'upwelling, les Alizés, génèrent un transport d'Ekman vers le large et, une remontée d'eau profonde est observée durant la campagne océanographique. La signature des eaux upwellées

est clairement visible, avec une diminution de la salinité (jusqu'à 34.8) et de la SST (jusqu'à 10.5°C) (Figure 2.14c).

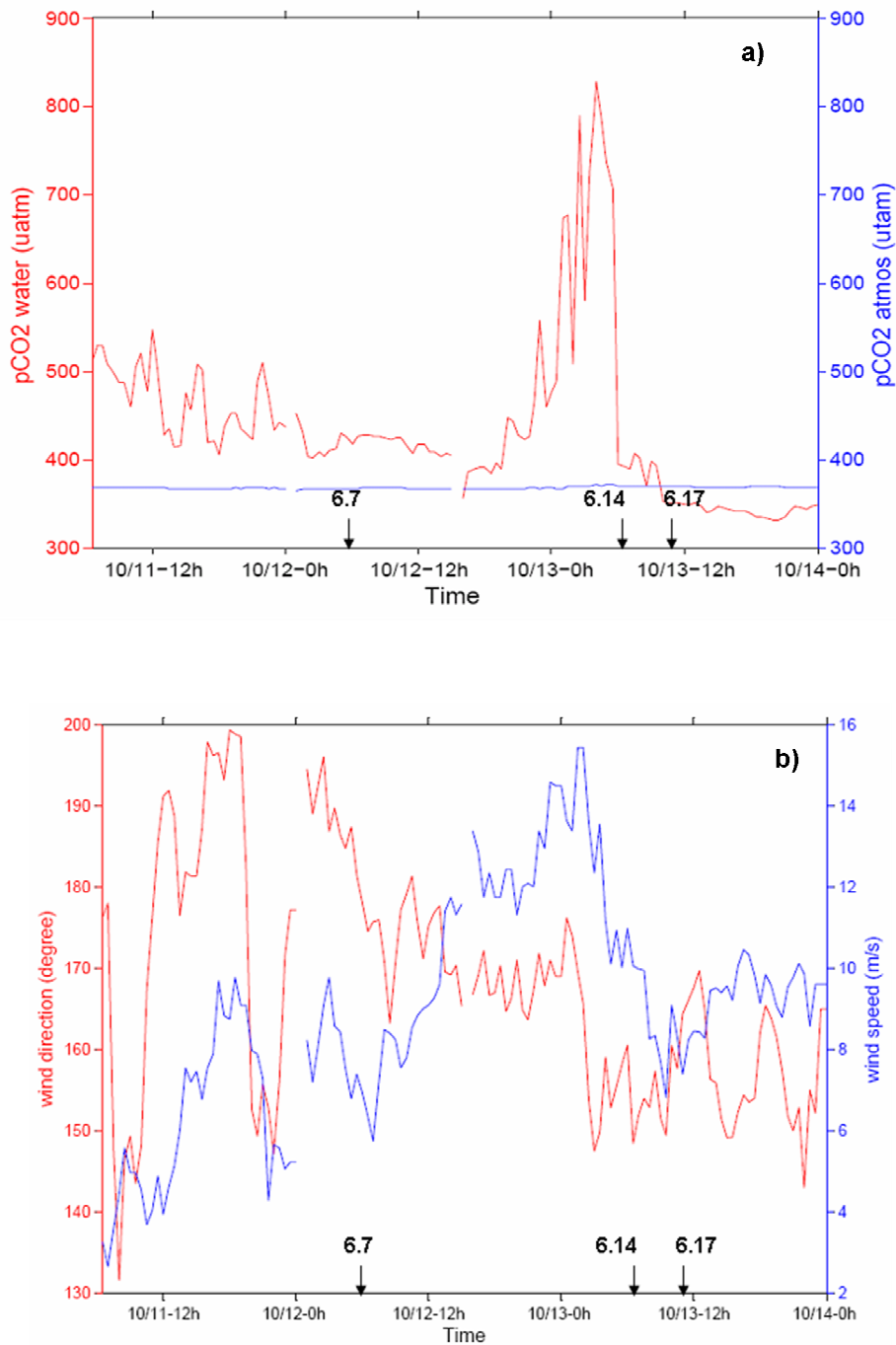


Figure 2.14: Section horizontale de la pression partielle de CO₂ océanique et atmosphérique (a) et de la vitesse et direction du vent corrigée (b) dans la zone du Benguela, entre le 11/10/2006 (17.74°S - 10.18°E) et le 14/10/2006 (28.62°S - 14.62°E). Les différentes stations échantillonnées dans la zone sont indiquées (st. 6.7, 6.14, et 6.17).

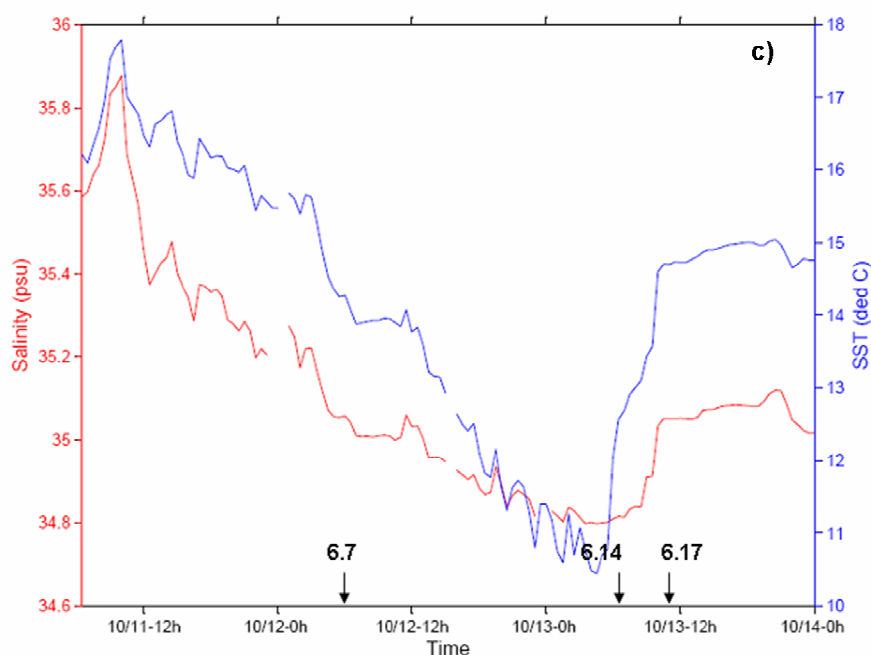


Figure 2.14 (suite): Section horizontale de la salinité et SST (c) dans la zone du Benguela, entre le 11/10/2006 (17.74°S - 10.18°E) et le 14/10/2006 (28.62°S - 14.62°E). Les différentes stations échantillonnées dans la zone sont indiquées (st. 6.7, 6.14, et 6.17).

Flux de CO₂ à l'interface océan-atmosphère

Afin d'étudier les échanges de CO₂ à l'interface océan-atmosphère, la différence de pression partielle de CO₂ entre l'eau et l'atmosphère ($\Delta p\text{CO}_2$) a été mesurée en continu du Greenland à l'Antarctique durant l'expédition Galathea. Les flux de CO₂ ont été estimés en utilisant la relation de Wanninkhof (1992). Comme attendu par l'augmentation de la pCO₂ océanique observée le 13/10/2006 (Figure 2.14a), des émissions de CO₂ vers l'atmosphère ont été mesurées dans la zone de l'upwelling du Benguela (jusqu'à 2.4 mmolC.m⁻².d⁻¹; Figure 2.15a) au moment du pic de pCO₂ océanique. Une forte diminution des concentrations en oxygène a été mesurée au même moment (jusqu'à 3.1 mL.l⁻¹; Figure 2.15b), car les eaux qui remontent à la surface ont un contenu en oxygène inférieur aux eaux de surface. Quand le navire s'éloigne de la zone d'upwelling, la pCO₂ océanique diminue, jusqu'à devenir inférieure à la pCO₂ atmosphérique (Figure 2.14a). L'océan agit alors comme un puits de CO₂ (Figure 2.15a).

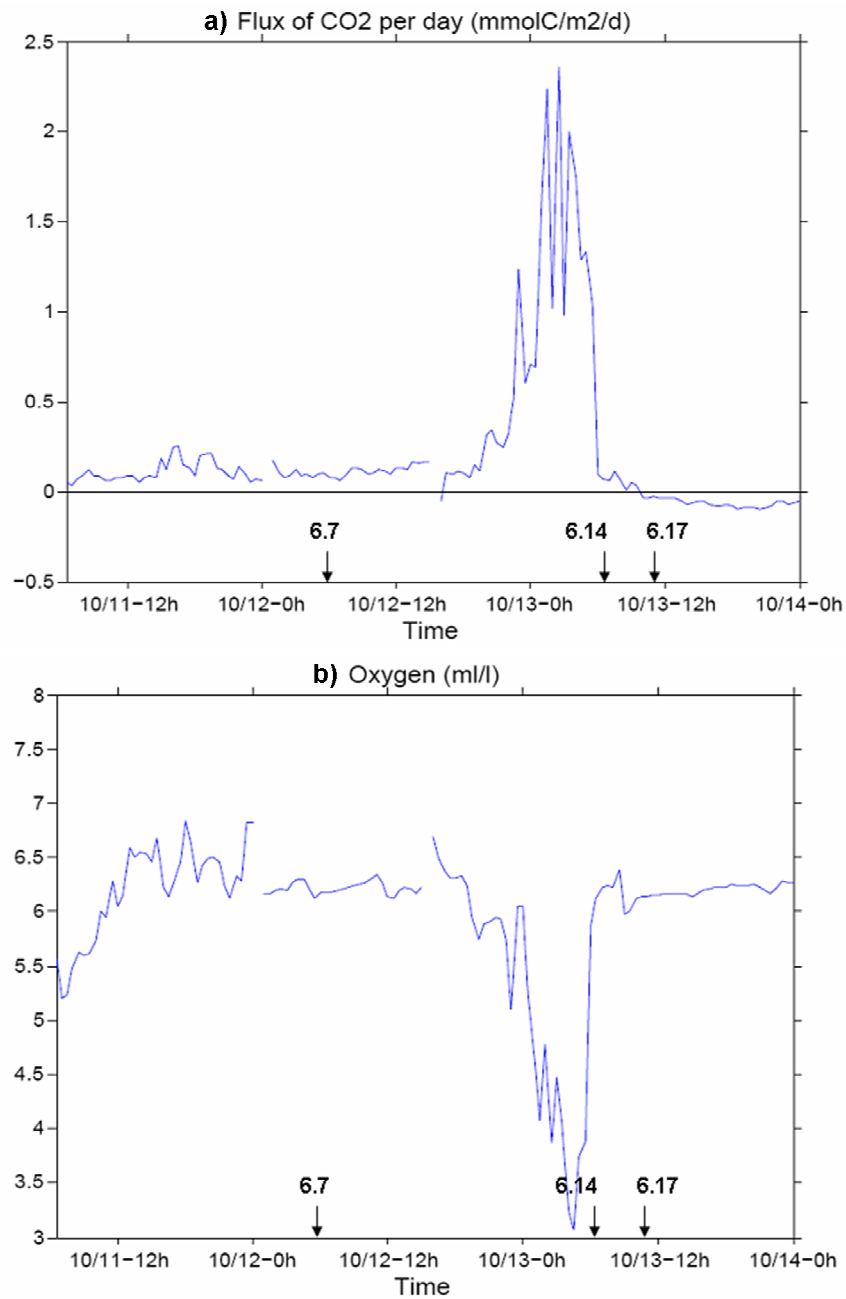


Figure 2.15: Section horizontale du flux de CO₂ (mmolC.m⁻².d⁻¹) à l'interface océan-atmosphère (a), et des concentrations en oxygène (mlO₂.l⁻¹) à la surface de l'océan (b) dans la zone de l'upwelling du Benguela, entre le 11/10/2006 et le 14/10/2006. Un flux de CO₂ positif indique un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère, et un flux négatif une invasion de CO₂ dans l'océan. Les différentes stations échantillonnées dans la zone sont indiquées (st. 6.7, 6.14, et 6.17).

Profils verticaux dans la zone du Benguela

Les profils verticaux de nutriments, oxygène, salinité et température pour les 3 stations (st. 6.7, 6.14, et 6.17) de la zone du Benguela sont présentés ci-dessous (Figures 2.16, 2.17, et 2.18). Pour toutes les stations échantillonnées, les concentrations en ammonium étaient en dessous de la limite de détection (0.3 mmolN.m^{-3}).

A la station 6.7, le maximum de salinité (35.1) vers 85 m de profondeur (Figure 2.16c) semble être caractéristique de HSCW provenant du bassin d'Angola. En remontant vers la surface, la salinité diminue du fait de l'influence des précipitations et des rivières. L'influence de HSCW est également visible à la station 6.14, avec un maximum de salinité entre 60 m et 80 m de profondeur (Figure 2.17c). A la station 6.17, l'influence de HSCW est moins évidente (Figure 2.18c).

Les profils de température permettent de déterminer la profondeur de la couche de mélange océanique (MLD: Mixed Layer Depth ; basée sur un critère en température). La MLD a été définie comme étant la profondeur où la température a perdu 0.1°C par rapport à la SST. La station 6.7 présente une MLD de 17 m (Figure 2.16c), la station 6.14 une MLD de 38 m (Figure 2.17c) et, la station 6.17 de 50 m (Figure 2.18c).

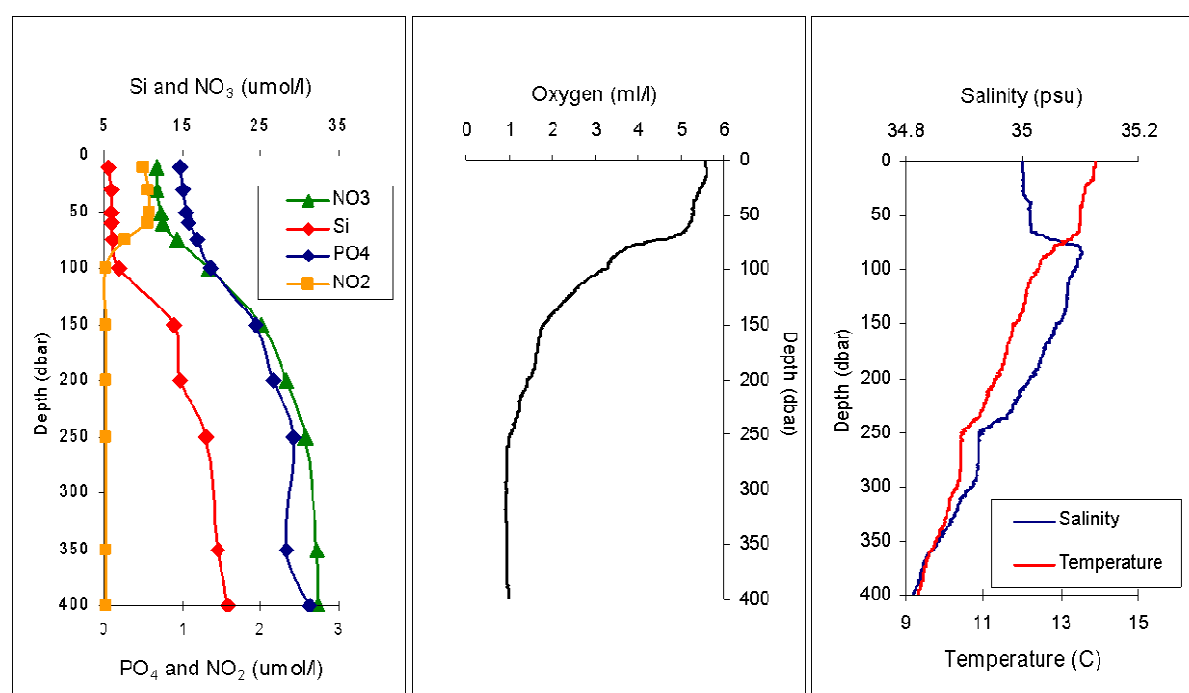


Figure 2.16: Profils verticaux de Silicates (Si), Nitrites (NO_2^-), Nitrates (NO_3^-) et Phosphates (PO_4^{3-}) en $\mu\text{molN.l}^{-1}$, Oxygène (O_2) en $\text{mlO}_2.\text{l}^{-1}$, salinité et température ($^\circ\text{C}$) à la station 6.7, échantillonnée le 12/10/2006, 24.09°S - 13.18°E .

Le profil d'oxygène à la station 6.7 montre des concentrations élevées en surface (jusqu'à $5.55 \text{ mlO}_2.\text{l}^{-1}$), et un appauvrissement en oxygène avec la profondeur ($0.9 \text{ mlO}_2.\text{l}^{-1}$) (Figure 2.16b). Ces concentrations mesurées en profondeur ne sont pas assez faibles pour déclencher les processus de dénitrification et anammox. Les masses d'eau échantillonnées aux deux autres stations sont plus riches en oxygène que celles de la station 6.7. Les concentrations en oxygène ne sont pas inférieures à 2 et $3 \text{ mlO}_2.\text{l}^{-1}$ aux stations 6.14 et 6.17 (Figures 2.17b et 2.18b), respectivement.

Pour les profils de nutriments, les concentrations en NO_3^- augmentent de la surface vers le fond aux trois stations échantillonnées durant l'expédition Galathea, avec un maximum de $32.5 \text{ mmolN.m}^{-3}$ à la station 6.7 (Figure 2.16a). Le maximum de concentrations en NO_2^- se situe dans la couche de mélange (St. 6.7: 0.5 mmolN.m^{-3} ; St. 6.17: $0.27 \text{ mmolN.m}^{-3}$) pour les deux stations au large de la zone d'upwelling, alors qu'il a été mesuré à 60 m de profondeur (sous la MLD; Figures 2.17a et 2.17c) à la station proche de l'upwelling (St. 6.14). L'explication de la position du maximum de NO_2^- réside très certainement dans la localisation des stations. Le bloom de phytoplancton suite à un événement d'upwelling génère une quantité importante de matière organique qui sédimente le long de la colonne d'eau et entraîne une reminéralisation importante en sub-surface (St. 6.14). Les eaux upwellées sont ensuite advectées vers le large par transport d'Ekman. La matière organique advectée est lentement reminéralisée dans la couche de surface (St 6.7 et 6.17), et plus en profondeur par sédimentation verticale de la matière particulaire.

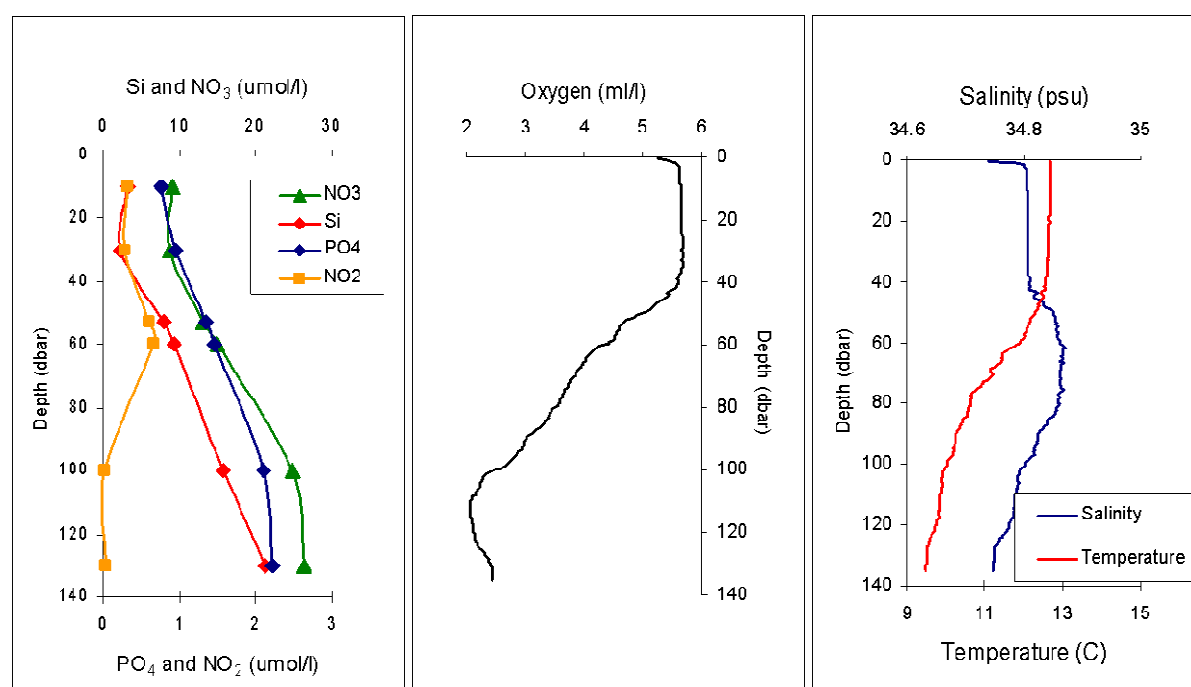


Figure 2.17: Profils verticaux de Si , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , O_2 , salinité et température à la station 6.14, échantillonnée le 13/10/2006, 27.37°S - 15.08°E .

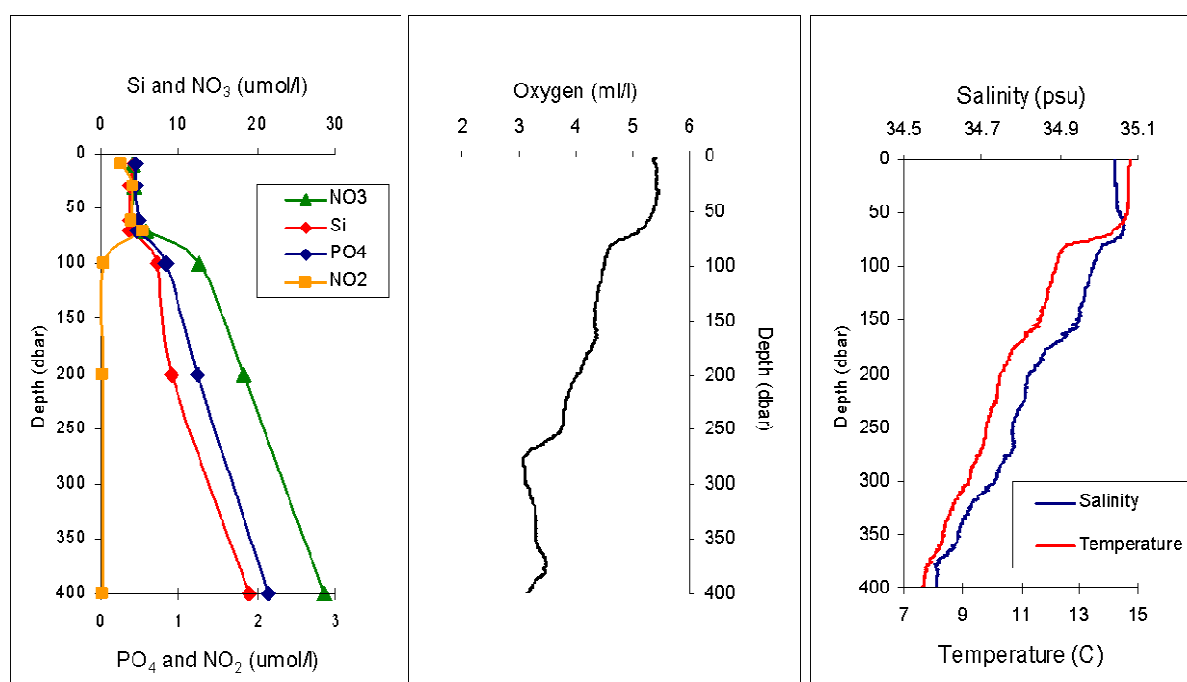


Figure 2.18: Profils verticaux de Si , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , O_2 , salinité et température à la station 6.17, échantillonnée le 13/10/2006, 27.53°S - 14.39°E.

2.2.4 Concentrations de N_2O dans la colonne d'eau et flux air-mer de N_2O

Section verticale au large de Walvis Bay (23°S)

Le système de l'upwelling de Namibie représente une région importante pour les réactions d'oxydo-réduction de l'azote (Kuypers *et al.*, 2005; Lavik *et al.*, 2009). Cependant, jusqu'à très récemment il n'y avait pas eu de mesures de N_2O dans la colonne d'eau de cette zone (Naqvi *et al.*, 2010). Pour la première fois dans le système de l'upwelling de Namibie, des prélèvements ont été réalisés au large de Walvis Bay (23°S) pour la détermination des concentrations en N_2O durant la campagne FRS Africana, en Décembre 2009, dans le cadre du projet GENUS (voir le rapport de campagne de Verheye and Ekau, 2009). Les échantillons collectés ont été fixés avec du chlorure de mercure à bord du navire et mesurés après la campagne à l'IFM-GEOMAR (Leibniz Institute of Marine Sciences, Kiel, Germany) en utilisant la méthode de l'équilibre statique de Walter *et al.* (2006).

Entre le 12 et le 14 Décembre 2009, 9 stations ont été échantillonnées sur le plateau et le talus continental au large de Walvis Bay (23°S). Les distributions verticales de température, salinité, et concentrations en oxygène montrent les caractéristiques typiques d'un épisode d'upwelling le long de la côte (Figure 2.19) dû à d'intenses vents du Sud-Est favorables à l'upwelling (les Alizés) avant et durant l'échantillonnage de ce transect (Verheye and Ekau, 2009). Sur la Figure 2.19a, la profondeur de la thermocline s'amincit de 50 m au large à 15 m sur le plateau continental, et intersecte la surface vers 15-20 miles nautiques (~0.3°) de la côte

(Verheye and Ekau, 2009). La dynamique de l'upwelling advecte les eaux salées et pauvres en oxygène sur le plateau (Figure 2.19). Ces observations confirment que les eaux advectées par upwelling proviennent de la masse d'eau SACW originaire du bassin d'Angola (Mohrholz et al., 2008).

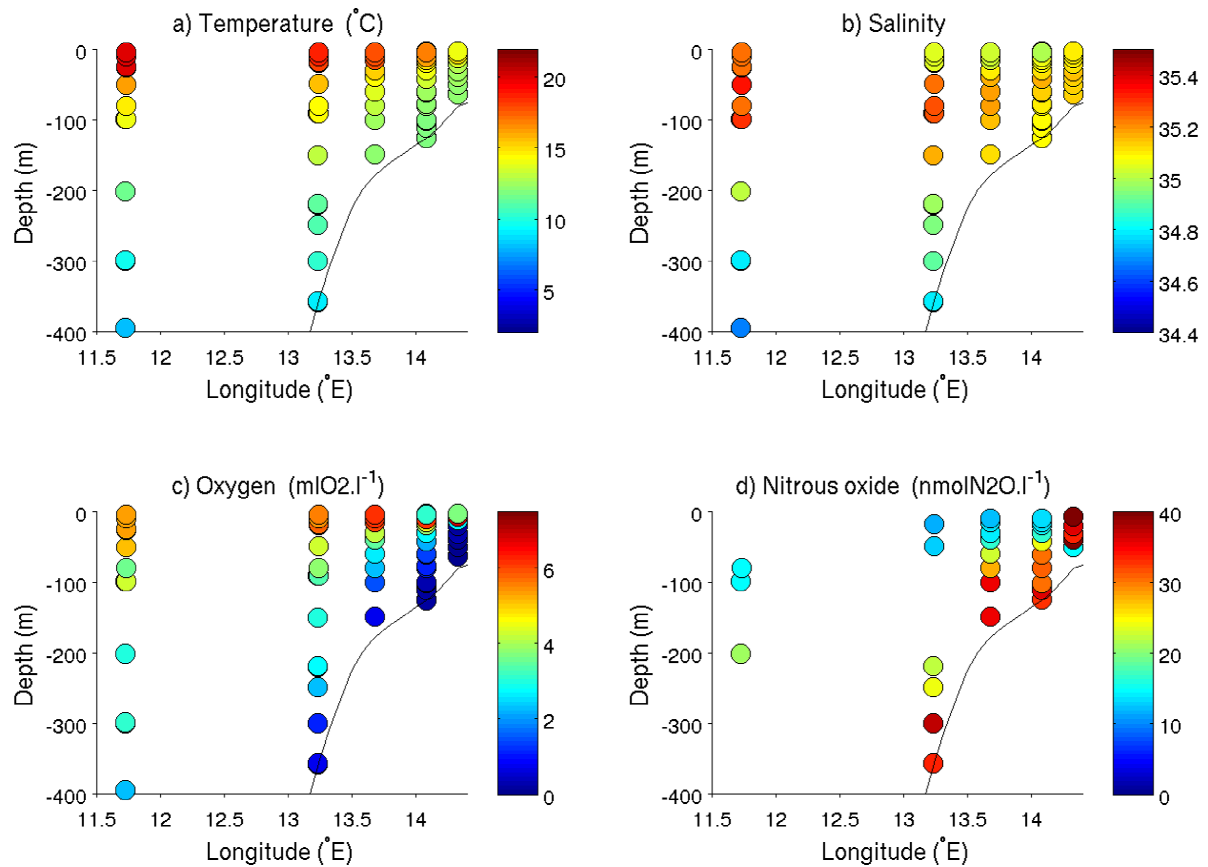


Figure 2.19: a) Température (°C), b) salinité, c) oxygène (mlO₂.l⁻¹), et d) oxyde nitreux (nmolN₂O.l⁻¹) mesurés au large de Walvis Bay (23°) durant la campagne FRS Africana (12/2009).

Durant la campagne, les concentrations en N₂O atteignent 40 nmolN₂O.l⁻¹ dans la colonne d'eau située au-dessus du plateau continental, associées aux faibles concentrations en O₂ (Figure 2.19c et 2.19d). L'intense production primaire dans la couche de surface située au-dessus du plateau (Verheye and Ekau, 2009) génère durant la campagne une importante décomposition de la matière organique dans la colonne d'eau et au niveau du sédiment. Cette activité microbienne consomme l'oxygène dissous jusqu'à déplétion de ce dernier au-dessus du plateau et au niveau de la rupture de pente entre le plateau et le talus (Figure 2.19c). La Figure 2.20 montre clairement la relation entre les concentrations en O₂ et en N₂O à partir des données de la campagne FRS Africana, en Décembre 2009.

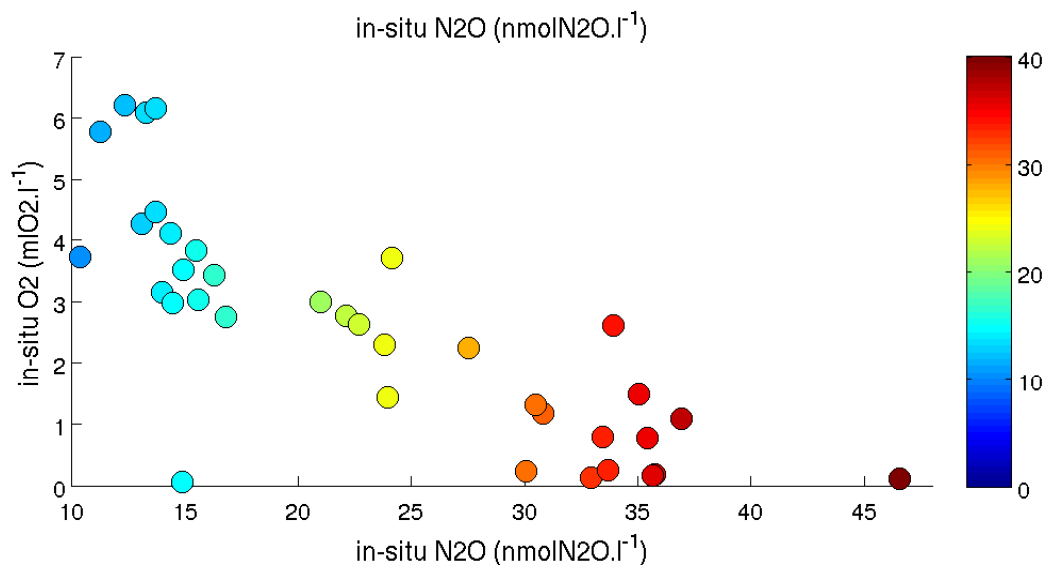


Figure 2.20: Concentrations en oxyde nitreux ($\text{nmolN}_2\text{O.l}^{-1}$) en fonction des concentrations en oxygène ($\text{mlO}_2.\text{l}^{-1}$), mesurées au large de Walvis Bay (23°) durant la campagne FRS Africana (12/2009).

Flux air-mer de N_2O au large de Walvis Bay

A partir des mesures de N_2O réalisées pendant la campagne FRS Africana, nous avons estimé les flux de N_2O à l'interface océan-atmosphère le long du transect à 23°S . Pour cela, plusieurs hypothèses ont été nécessaires.

- 1/ Les concentrations mesurées à la première bouteille (entre 4 et 18 m de profondeur) sont considérées être représentative des conditions de surface.
- 2/ Pour estimer les flux air-mer, la même formulation que celle utilisée dans BioEBUS (voir la description du modèle biogéochimique Section 2.1.3) a été utilisée ici.
- 3/ Pour calculer la vitesse de transfert du gaz, nous avons utilisé la même vitesse du vent (en Décembre) que celle utilisée pour forcer le modèle couplé, déduite de la climatologie mensuelle QuikSCAT.

Les flux air-mer de N_2O ainsi estimés à partir des données de la campagne FRS Africana sont indiqués dans le Tableau 2.4. Les quatre stations montrent toutes un dégazage de N_2O vers l'atmosphère, avec un flux qui augmente en se rapprochant de la côte. Toutefois, l'estimation faite à 14.3°E est à prendre avec précaution car la déviation standard des concentrations de N_2O mesurées est importante. A cette station, une valeur moyenne entre les quatre mesures effectuées dans les 20 premiers mètres de la colonne d'eau a été considérée pour estimer le flux air-mer. Ces quatre estimations sont les premières effectuées dans la zone de l'upwelling de Namibie. Cependant, d'autres mesures sont nécessaires pour comprendre le rôle de cette zone dans la production et le dégazage de N_2O . Dans le cadre du projet GENUS, deux autres campagnes en 2010 et une en début 2011 permettront d'améliorer notre connaissance de la région.

	Longitude	Flux de N ₂ O 10 ⁻² mmolN ₂ O.m ⁻² .d ⁻¹
Transect au large de Walvis Bay (23°)	13.2°E	+2.4 ± 0.7
	13.7°E	+3 ± 0.4
	14.1°E	+3.6 ± 0.6
	14.3°E	+16.8 ±

Tableau 2.4: Flux de N₂O (10⁻² mmolN₂O.m⁻².d⁻¹) à l'interface océan-atmosphère estimés au large de Walvis Bay durant la campagne FRS Africana, en Décembre 2009.

Flux air-mer de N₂O dans les autres systèmes d'upwelling de bord Est

Quatre campagnes et une année de monitoring au large du Chili ont permis la détermination des flux de N₂O à l'interface océan-atmosphère (Paulmier et al., 2008). A la station fixe (sur le plateau continental), les flux estimés à partir des données *in-situ* montrent une grande variabilité temporelle (entre Septembre 2000 et Décembre 2001) en fonction des périodes de relaxation et d'upwelling. Le flux annuel moyen de N₂O estimé à cette station est de 4.5 10⁻² mmolN₂O m⁻² d⁻¹ (Tableau 2.5). Les autres estimations effectuées durant les campagnes présentent un flux moyen annuel de +6 10⁻² mmolN₂O.m⁻².d⁻¹ (Paulmier et al., 2008). Wittke et al. (2010) a simulé les émissions de N₂O dans la zone de l'upwelling au large de la Mauritanie, en utilisant un modèle d'upwelling simple et des mesures *in-situ* de N₂O. Les flux estimés sont plus importants dans la partie Nord de la zone de l'upwelling de Mauritanie. La forte saisonnalité des flux reflète la saisonnalité des vents d'upwelling. Les émissions moyennes simulées dans cette étude sont de 4 10⁻² mmolN₂O m⁻² d⁻¹ (Tableau 2.5). Lueker et al. (2003) a estimé des flux air-mer de N₂O de 11 10⁻² mmolN₂O m⁻² d⁻¹ durant des conditions d'upwelling le long de la côte Californienne, en utilisant des données satellites, des observations océaniques, et une formulation empirique adaptée à cette zone. Toutes ces estimations effectuées dans les autres systèmes d'upwelling de bord Est montrent que les flux air-mer de N₂O sont du même ordre de grandeur que les toutes premières estimations effectuées dans le système de l'upwelling de Namibie, au large de Walvis Bay. Ces estimations confirment l'importance des zones d'upwelling comme source de N₂O pour l'atmosphère.

		Flux de N ₂ O 10 ⁻² mmolN ₂ O.m ⁻² .d ⁻¹	Moyenne annuelle des flux de N ₂ O 10 ⁻² mmolN ₂ O.m ⁻² .d ⁻¹
Chili	- mouillage	-0.18 et +33	+4.5
	- campagnes		+6
Mauritanie	- partie Sud	entre 0 et +9	
	- partie Nord	entre 0 et +17	+4
Californie		+11	

Tableau 2.5: Flux de N₂O (10⁻² mmolN₂O.m⁻².d⁻¹) à l'interface océan-atmosphère estimés dans les autres systèmes d'upwelling de bord Est.

Chapitre 3

Exports d'azote et flux de N₂O à l'interface océan-atmosphère

3.1 Introduction

De nombreuses incertitudes subsistent sur les sources de nutriments susceptibles de soutenir la production primaire des gyres subtropicaux océaniques. En effet, plusieurs processus pourraient être mis en œuvre (*Charria et al.*, 2008b): 1) le transport de nutriments par l'activité mésoéchelle; 2) le transport d'Ekman de matière organique dissoute (DOM ; Dissolved Organic Matter) lentement reminéralisée depuis les bords du gyre enrichis; 3) la fixation biologique du diazote (N₂) à l'interface océan-atmosphère; 4) le transport et dépôt atmosphérique d'azote réactif; 5) et le transport de nutriments et de matière organique (OM ; Organic Matter) depuis les zones côtières d'upwelling. Les EBUS pourraient être une importante source d'azote pour les gyres subtropicaux, en exportant les nutriments et la OM produite dans la zone côtière vers l'océan ouvert. Cependant, ces systèmes d'upwelling sont souvent associés à des zones de minimum d'oxygène (OMZ ; Oxygen Minimum Zone), principales zones de perte d'azote dans l'océan par dénitrification et anammox (e.g. *Codispoti et al.*, 2001; *Paulmier and Ruiz-Pino*, 2009), qui peuvent diminuer la source d'azote de ces régions pour les gyres subtropicaux. De plus, les OMZ des EBUS, où se produisent les processus affectant le cycle du N₂O (dénitrification et nitrification), sont généralement associées à des émissions de N₂O vers l'atmosphère (*Codispoti et al.*, 2001; *Cornejo et al.*, 2006; *Farias et al.*, 2007; *Paulmier et al.*, 2008). Les émissions estimées pour les EBUS peuvent contribuer jusqu'à 50% des sources océaniques de N₂O vers l'atmosphère (*Bange*, 2008), alors que la surface des EBUS ne représente que 0.5% de l'océan global (voir Tableau 2 de *Nevison et al.*, 2004).

Comme les autres principaux EBUS, le système de l'upwelling du Benguela et plus spécialement la zone de l'upwelling de Namibie entre 20°S et 25°S, génère une intense production primaire dans la zone de surface et une production exportée associée qui alimente les processus de reminéralisation dans la colonne d'eau (*Monteiro et al.*, 2006; *Hutchings et*

al., 2009). Cette intense activité microbienne consomme l'oxygène dissous et, un minimum de concentration se forme régulièrement au niveau du plateau et du talus continental au large de la Namibie. Des concentrations inférieures à $0.5 \text{ mL O}_2 \cdot \text{L}^{-1}$ et même en dessous du niveau limite de détection sont mesurées à certaines périodes de l'année au large de Walvis Bay (Monteiro *et al.*, 2006, 2008). En plus de la barrière respiratoire qui affecte la plupart des espèces marines (Ekau *et al.*, 2010), des émissions de sulfures peuvent se produire durant ces épisodes anoxiques, entraînant une forte mortalité de la faune locale. Dans cette OMZ, les processus de dénitrification et anammox induisent une perte massive d'azote (Kuypers *et al.*, 2005; Lavik *et al.*, 2009), pouvant atteindre près de $1 \text{ Tg N} \cdot \text{yr}^{-1}$ (Kuypers *et al.*, 2005) et par conséquent, pouvant affecter le transfert d'azote vers la partie Est du Gyre Subtropical de l'Océan Atlantique Sud.

Dans ce chapitre, différentes questions sont posées : 1) Quelle est l'importance du transfert d'azote entre la côte et la partie Est du Gyre Subtropical de l'Océan Atlantique Sud comparée aux autres sources d'azote pour l'océan ouvert ? 2) Quelle est la perte d'azote par les processus anoxiques de dénitrification et anammox ? et 3) Quelle est la production océanique de N_2O ?

Pour répondre à ces questions, un article récemment soumis au journal Biogeosciences a été inclus dans ce chapitre de thèse. Les sections 2 et 3 de l'article ci-dessous présentent le modèle couplé développé durant cette thèse ainsi que les données utilisées pour la validation de la simulation. Une description plus détaillée de ces deux sections est présentée dans le chapitre 2 de la thèse. Les performances du modèle sont évaluées dans la Section 4 de l'article, en utilisant différentes "métriques" ou paramètres statistiques (coefficient de corrélation, déviation standard et moyenne quadratique ou RMS). L'analyse statistique de la comparaison modèle-données est présentée sous forme de diagramme de Taylor lorsque la quantité de données *in-situ* le permet. Les champs de température, salinité, densité, nitrates et oxygène sont analysés dans de tels diagrammes. Pour les autres variables, une simple comparaison entre modèle et données *in-situ* a été réalisée, afin de mettre en évidence les performances de notre modèle pour représenter les principales caractéristiques/structures spatiales et/ou temporelles des champs étudiés. Enfin, le bilan annuel d'azote a été étudié (section 5 de l'article) dans la zone de Walvis Bay afin mettre en évidence les principaux flux d'azote et de répondre aux questions posées ci-dessus.

3.2 Article : Nitrogen transfers and air-sea N_2O fluxes in the Upwelling off Namibia within the Oxygen Minimum Zone: a 3-D model approach (Gutknecht *et al.*, 2011)

Abstract – Résumé

Les systèmes d'upwelling de bord Est (EBUS ; Eastern Boundary Upwelling Systems) sont des régions très productives souvent associées à des zones de minimum d'oxygène (OMZ ; Oxygen Minimum Zones), et représentent des zones clés pour le cycle océanique de l'azote. En effet, en exportant la matière organique (OM ; Organic Matter) produite dans la zone côtière vers l'océan ouvert, les EBUS jouent un rôle important dans le soutien de la

production primaire des gyres subtropicaux. Des pertes d'azote par dénitrification, anammox et émissions de protoxyde d'azote (N_2O) vers l'atmosphère ont lieu dans les environnements pauvres en oxygène tels que les EBUS. Ces pertes d'azote peuvent réduire la source d'azote de ces régions pour les gyres subtropicaux. Dans notre étude, un modèle tridimensionnel couplé physique/biogéochimie (ROMS/BioEBUS) a été développé afin d'étudier le bilan d'azote complet dans le sous-système Namibien du système de l'upwelling du Benguela (BUS ; Benguela Upwelling System). Les différentes variables d'état d'une simulation climatologique ont été confrontées à différents jeux de données (observations satellites et *in-situ*). Cette étude statistique montre que le modèle est capable de représenter la biogéochimie de la région.

En utilisant ce modèle couplé, le transfert d'azote a été étudié dans le système de l'upwelling de Namibie, spécialement la zone située entre 22°S et 24°S où l'OMZ est bien développée ($\text{O}_2 < 0.5 \text{ mlO}_2\text{.l}^{-1}$). $10.5 \cdot 10^{13} \text{ mmolN.yr}^{-1}$ de OM sont exportés hors du plateau continental (entre 0 et 100 m de profondeur). 32.4% et 18.1% sont exportés par advection sous forme dissoute (DOM ; Dissolved Organic Matter) et particulaire (POM ; Particular Organic Matter), respectivement, mais la sédimentation verticale de POM dans la colonne d'eau représente le principal processus (49.5%) pour exporter la OM hors des 100 premiers mètres du plateau continental. Le talus continental représente également une perte d'azote ($11.1 \cdot 10^{13} \text{ mmolN.yr}^{-1}$) pour les 100 premiers mètres de la colonne d'eau : les processus d'advection exportent 14.4% de DOM et 1.8% de POM, et la sédimentation verticale de POM contribue à hauteur de 83.8%. Entre 100 et 600 m de profondeur, les processus de dénitrification et anammox génèrent une perte d'azote de $2.2 \cdot 10^{11} \text{ mmolN.yr}^{-1}$ sur le plateau et le talus continental, ce qui est loin d'affecter le transfert d'azote entre la côte et l'océan ouvert. Au fond, une importante quantité de OM est séquestrée dans le sédiment superficiel du plateau Namibien. 78.8% de la sédimentation verticale de POM à 100 m de profondeur est séquestrée dans le sédiment du plateau, alors que sur le talus, seulement 14% du POM qui sédimente atteint le sédiment avant d'être reminéralisé.

A partir de notre estimation, le système de l'upwelling de Namibie peut être une source considérable d'azote pour la partie Est du gyre subtropical de l'Atlantique Sud. Un apport d'azote de $28.7 \cdot 10^{13} \text{ mmolN.yr}^{-1}$ peut être déduit du bilan d'azote à 10°E , entre 22°S et 24°S (0-100 m). En considérant la même surface pour le gyre subtropical Atlantique Sud que pour le gyre subtropical Atlantique Nord, cette estimation équivaut à $3.7 \cdot 10^{-2} \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$, du même ordre de grandeur que les autres sources d'azote susceptibles de soutenir la production primaire des gyres subtropicaux.

Alors que la zone étudiée entre 22°S et 24°S dans le système de l'upwelling de Namibie (zone de Walvis Bay) ne représente pas plus de 1.2% des principales régions de bord Est au niveau global, ces émissions de N_2O contribuent pour 4% des émissions des régions de bord Est, et représentent 0.2% des émissions de N_2O de l'océan global. Au niveau du BUS entier, les émissions de N_2O devraient être prises en compte dans le budget de N_2O atmosphérique.

Nitrogen transfers and air-sea N₂O fluxes in the upwelling off Namibia within the oxygen minimum zone: a 3-D model approach

E. Gutknecht¹, I. Dadou¹, B. Le Vu¹, G. Cambon¹, J. Sudre¹, V. Garçon¹, E. Machu², T. Rixen³, A. Kock⁴, A. Flohr³, A. Paulmier^{1,5}, and G. Lavik⁶

¹Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (UMR5566, CNRS/CNES/UPS/IRD),
Toulouse, France.

²Laboratoire de Physique des Océans (UMR6523, CNRS/Ifremer/IRD/UBO), Plouzané, France.

³Leibniz Center for Tropical Marine Ecology, Bremen, Germany.

⁴Leibniz-Institut for Marine Science - Marine Biogeochemistry, Kiel, Germany.

⁵Instituto del Mar del Perú, Esquina Gamarra y General Valle S/N chucuito Callao (Lima), Peru.

⁶Max Plank Institut for Marine Microbiology, Bremen, Germany.

Correspondence to: E. Gutknecht (elodie.gutknecht@legos.obs-mip.fr) and I. Dadou (isabelle.dadou@legos.obs-mip.fr).

In Biogeosciences Discussion

Abstract

As regions of high primary production and being often associated to Oxygen Minimum Zones (OMZs), Eastern Boundary Upwelling Systems (EBUS) represent key regions for the oceanic nitrogen (N) cycle. Indeed, by exporting the Organic Matter (OM) and nutrients produced in the coastal region to the open ocean, EBUS can play an important role in sustaining primary production in subtropical gyres. Losses of fixed inorganic N, through denitrification and anammox processes and through nitrous oxide (N₂O) emissions to the atmosphere, take place in oxygen depleted environments such as EBUS, and alleviate the role of these regions as a source of N. In the present study, we developed a 3-D coupled physical/biogeochemical (ROMS/BioEBUS) model for investigating the full N budget in the Namibian sub-system of the Benguela Upwelling System (BUS). The different state variables of a climatological experiment have been compared to different data sets (satellite and *in situ* observations) and show that the model is able to represent this biogeochemical oceanic region.

The N transfer is investigated in the Namibian upwelling system using this coupled model, especially in the Walvis Bay area between 22°S and 24°S where the OMZ is well developed

($O_2 < 0.5 \text{ ml } O_2 \text{ l}^{-1}$). The upwelling process advects $24.2 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ of nitrate enriched waters over the first 100 m over the slope and over the continental shelf. The meridional advection by the alongshore Benguela current brings also nutrient-rich waters with $21.1 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$. $10.5 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ of OM are exported outside of the continental shelf (between 0 and 100-m depth). 32.4% and 18.1% of this OM are exported by advection in the form of Dissolved and Particulate Organic Matters (DOM and POM), respectively, however vertical sinking of POM represents the main contributor (49.5%) to OM export outside of the first 100-m depth of the water column on the continental shelf. The continental slope also represents a net N export ($11.1 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$) between 0 and 100-m depth: advection processes export 14.4% of DOM and 1.8% of POM, and vertical sinking of POM contributes to 83.8%. Between 100 and 600-m depth, water column denitrification and anammox constitute a fixed inorganic N loss of $2.2 \cdot 10^8 \text{ mol N yr}^{-1}$ on the continental shelf and slope, which will not significantly influence the N transfer from the coast to the open ocean. At the bottom, an important quantity of OM is sequestered in the upper sediments of the Walvis Bay area. 78.8% of POM vertical sinking at 100-m depth is sequestered on the shelf sediment. Only 14% of POM vertical sinking reaches the sediment on the slope without being remineralized.

From our estimation, the Walvis Bay area (0-100 m), can be a substantial N source ($28.7 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$) for the eastern part of the South Atlantic Subtropical Gyre. Assuming the same area for the South Atlantic Subtropical Gyre as the North Atlantic Subtropical Gyre, this estimation is equivalent to $3.7 \cdot 10^{-2} \text{ mol N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ for the Walvis Bay area, and $0.38 \text{ mol N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ by extrapolating for the entire Benguela upwelling system. This last estimation is of the same order as other possible N sources sustaining primary production in the subtropical gyres. The continental shelf off Walvis Bay area does not represent more than 1.2% of the world's major eastern boundary regions and 0.006% of the global ocean, its estimated N_2O emission ($2.9 \cdot 10^8 \text{ mol } N_2O \text{ yr}^{-1}$), using a parameterization based on oxygen consumption, contributes to 4% of the emissions in the eastern boundary regions, and represents 0.2% of global ocean N_2O emission. Hence, even if the Walvis Bay area is a small domain, its N_2O emissions have to be taken into account in the atmospheric N_2O budget.

1. Introduction

Uncertainties remain on the nutrient sources sustaining primary production in the subtropical gyres of the ocean. Several processes could be at work (Charria et al., 2008a): 1) transport of nutrients by mesoscale activity; 2) Ekman transport of Dissolved Organic Matter (DOM) originated from the enriched borders of the subtropical gyre and which is slowly remineralized; 3) biological fixation of nitrogen gas (N_2) at the ocean-atmosphere interface; 4) atmospheric transport and deposition of reactive nitrogen (N); 5) and transport of nutrients and Organic Matter (OM) from the coastal upwelling areas. Eastern Boundary Upwelling Systems (EBUS) could be a source of N, especially on the eastern border of the subtropical gyres, but also in remote locations since for example OM produced in the Canary upwelling system could irrigate the North Atlantic Ocean (Pelegrí et al., 2006). Indeed, although EBUS do not cover a large surface of the global ocean (0.3%), their productivity is among the

highest in the ocean and represents about 2% of the primary production (Quiñones, 2010 for a review) and 11% of the new primary production of the global ocean (Chavez and Toggweiler, 1995). However, EBUS are often associated with Oxygen Minimum Zones (OMZs), the main regions of oceanic fixed inorganic N loss (e.g. Codispoti et al., 2001; Paulmier and Ruiz-Pino, 2009) which could mitigate the N source effect to the subtropical gyre.

Among the different EBUS (California, Humboldt, Canary and Benguela), the Benguela upwelling system (BUS) in the South Atlantic Ocean plays a special role. The BUS presents one of the highest primary production of all EBUS (Carr, 2002; Carr and Kearns, 2003; Chavez and Messie, 2009). It is the only one bordered by two warm currents: in the northern part, the Angola current enriched in nutrients and poor in oxygen content (Monteiro et al., 2006; Mohrholz et al., 2008), and in the southern part, the Agulhas current with its leakage of anticyclonic and cyclonic eddies carrying warm nutrient depleted and cold nutrient enriched waters, respectively (Boebel et al., 2003; Lutjeharms et al., 2003; Richardson et al., 2003; Schmid et al., 2003). As for the other EBUS, the trade winds maintain a horizontal pressure gradient along the coast associated to a coastal geostrophic current towards the equator: the Benguela current with cold and nutrient enriched waters. This EBUS is characterized by high levels of eddy kinetic energy reflecting the intense mesoscale activity which takes place under the form of eddies, filaments and fronts and Rossby waves (e.g., Penven et al., 2001; Charria et al., 2006; Capet et al., 2008; Veitch et al., 2009; Gutknecht et al., 2010) as well as in other EBUS.

Due to its high productivity and subsequent export production, an intense remineralization occurs between 100 and 600-m depth in the northern part of the BUS, especially in the Namibian upwelling region between 20°S and 25°S (Monteiro et al., 2006; Hutchings et al., 2009). In this depth range, the oxygen content of the Namibian upwelling area presents a specific OMZ centered on the wide (Western Africa) shelf. Suboxic concentrations below 0.5 ml O₂ l⁻¹ and even below the detection limit during some periods of the year are encountered in Walvis Bay (Monteiro et al., 2006, 2008). During these anoxic events, in addition to the respiratory barrier that affects zooplankton and fish (Ekau et al., 2010), sulfur emissions can occur with subsequent impacts on the mortality of commercial species (benthic communities such as demersal fish, lobster and shellfish). The BUS OMZ is controlled by local productivity and stratification while its variability is mainly controlled by remote forcing related to the low oxygen content of the poleward Angola current (Monteiro et al., 2008; Monteiro et al., 2011). In this OMZ, denitrification and anammox occur and induce massive fixed inorganic N loss (Kuypers et al., 2005; Lavik et al., 2009), reaching more than 1 Tg N yr⁻¹ (Kuypers et al., 2005) and hence could alleviate the role of N source for the South Atlantic Subtropical Gyre.

Furthermore, the OMZs in the EBUS are usually associated with carbon dioxide (CO₂) (Paulmier et al., 2011) and nitrous oxide (N₂O) (Codispoti et al., 2001; Cornejo et al., 2006; Farias et al., 2007) productions inducing coupled (CO₂ and N₂O) or decoupled (CO₂ or N₂O) emissions from the ocean to the atmosphere (Paulmier et al., 2008). N₂O is a greenhouse gas ~300 times more efficient than CO₂ (Jain et al., 2000; Ramaswamy et al., 2001) and its present increase in the atmosphere plays a key role on the stratospheric ozone and tropospheric heat budget (IPCC; Denman et al., 2007). The ocean is a major source of N₂O

contributing about 30% of the atmospheric N₂O budget (Bange, 2006; Denman et al., 2007). Coastal upwellings, where OMZ processes affecting the N₂O cycle occur (denitrification and mainly nitrification), could contribute up to 50% of the oceanic source (Nevison et al., 2003). Over the last years, OMZs have expanded due to stronger stratification of the ocean and weaker ocean ventilation (Stramma et al., 2008, 2010), this phenomenon being more critical in the coastal areas than in the open ocean (Gilbert et al., 2010), especially for the EBUS. The OMZs intensification and expansion currently observed in the EBUS (Stramma et al., 2008, 2010) might result in a considerable increase in oceanic fixed inorganic N losses and N₂O emissions to the atmosphere (Codispoti et al., 2001; Codispoti, 2010; Naqvi et al., 2010). In our study of the Namibian upwelling system, the following questions are addressed: 1) What is the significance of the N transfer from the coast to the eastern part of the South Atlantic Subtropical Gyre as compared to the other N sources for the open ocean? 2) What is the loss of fixed inorganic N via denitrification/anammox? And 3) What is the oceanic N₂O production?

To answer these questions, an approach based on coupled modeling, and *in-situ* and satellite data is followed. A biogeochemical model representing the N cycle, one of the main limiting nutrients in the ocean, and the processes related to OMZ has been developed and coupled to the 3-D hydrodynamical model over the Namibian upwelling system. This coupled model and the data used are presented in Sect. 2 and 3, respectively. The evaluation of the model performance is presented using different statistical metrics in Sect. 4. Then, a N budget in the Walvis Bay area (between 22°S and 24°S) is presented in Sect. 5.

2. Coupled physical/biogeochemical model

2.1 Hydrodynamical model: ROMS

The hydrodynamical model used in this study is the Regional Ocean Modeling System (ROMS; *Shchepetkin and McWilliams*, 2003, 2005), in its version with the 2-way nesting capability (ROMS-AGRIF; Penven et al., 2006a; Debreu et al., submitted). This model is briefly described in this section. It is a split-explicit and free-surface model that considers the Boussinesq and hydrostatic assumptions when solving the primitive equations. The model is discretized in the vertical on a sigma or topography-following stretched coordinate system. Explicit lateral viscosity is zero everywhere in the modeled domain, except in sponge layer at open boundaries where it increases smoothly on several grid points. It uses an adaptive open boundary conditions combining outward radiations and nudging towards prescribed external boundary conditions (Marchesiello et al., 2001). The vertical turbulent closure is parameterized using the KPP boundary layer schemes (Large et al., 1994).

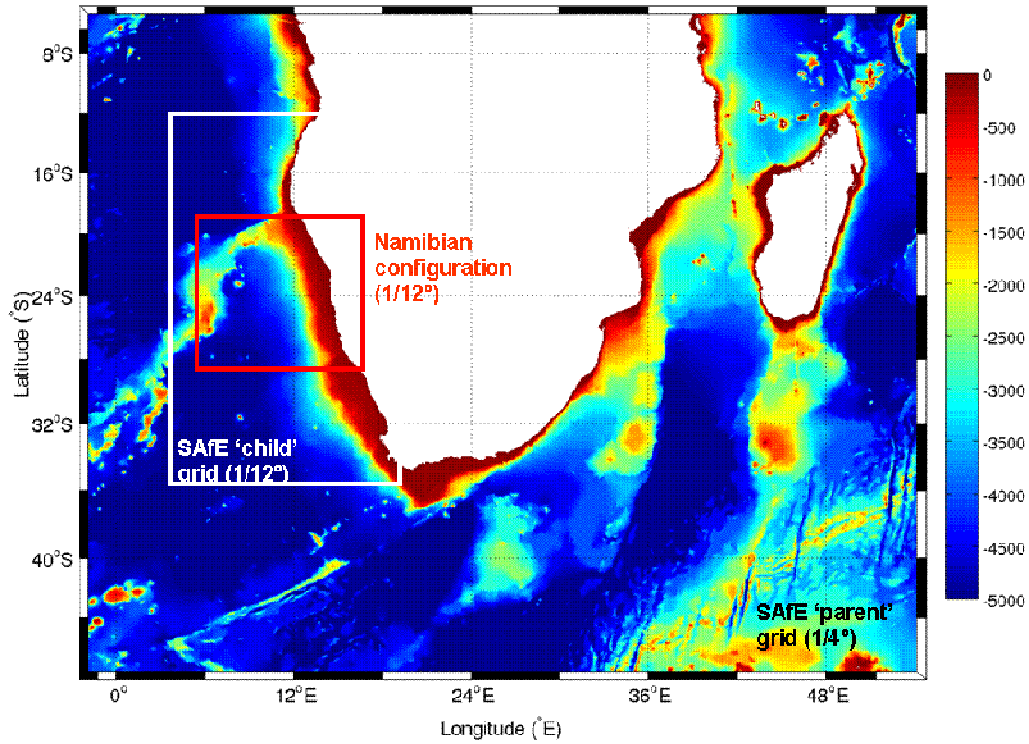


Figure 1. Bathymetry (in meters) from 1' GEBCO. Domain of the Southern Africa Experiment (SAfE "parent" grid; 2.5°W - 54.75°E and 4.8°S - 46.75°S, 1/4°). The high resolution domain (SAfE "child" grid; 3.9°E - 19.8°E and 12.1°S - 35.6°S, 1/12°) is represented by the domain within the white rectangle, and the Namibian configuration (5°E - 17°E and 19°S - 28.5°S, 1/12°) developed and validated in this study depicts the domain within the red rectangle.

Recently, a ROMS-AGRIF nested configuration of South Africa region (SAfE for South African Experiment) has been developed by Penven et al. (2006b) and Veitch et al. (2009). It is a two nested grid AGRIF configuration, consisting in a 1/4° coarse grid covering Indian, Austral and Atlantic regions around South Africa, extending from 2.5°W to 54.75°E and from 4.8°S to 46.75°S (SAfE Coarse Resolution configuration (SAfE CR), hereafter referred to SAfE "parent" domain in Fig.1) including and "feeding" a 1/12° finer grid covering the Northern and Southern BUS, extending from 3.9°E to 19.8°E and from 12.1°S to 35.6°S (SAfE High Resolution configuration (SAfE HR), hereafter referred to SAfE "child" domain in Fig. 1). These two SAfE configurations (SAfE CR and HR) have been validated, in particular the SAfE HR one for the BUS (Veitch et al., 2009). Considering that, we used the SAfE HR outputs to provide the initial and open boundary conditions of the Namibian configuration developed here (see Sect. 2.3; small domain in red in Fig. 1).

2.2 Biogeochemical model: BioEBUS

The hydrodynamical model ROMS is coupled to a **Biogeochemical** model developed for Eastern Boundary Upwelling Systems, named **BioEBUS**. The evolution of a biological tracer concentration C_i is determined by an advective-diffusive equation:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{u} C_i) + A_p \nabla^2 C_i + \frac{\partial}{\partial z} (K_p \frac{\partial C_i}{\partial z}) + SMS(C_i) \quad (1)$$

The advection (with \vec{u} the velocity vector) is represented by the first term on the right-hand side, the horizontal diffusion (with A_p the horizontal eddy diffusion coefficient) by the second term, and the vertical mixing (with turbulent diffusion coefficient K_p) by the third term. The last term represents the "Source-Minus-Sink" term (SMS) due to biological activity.

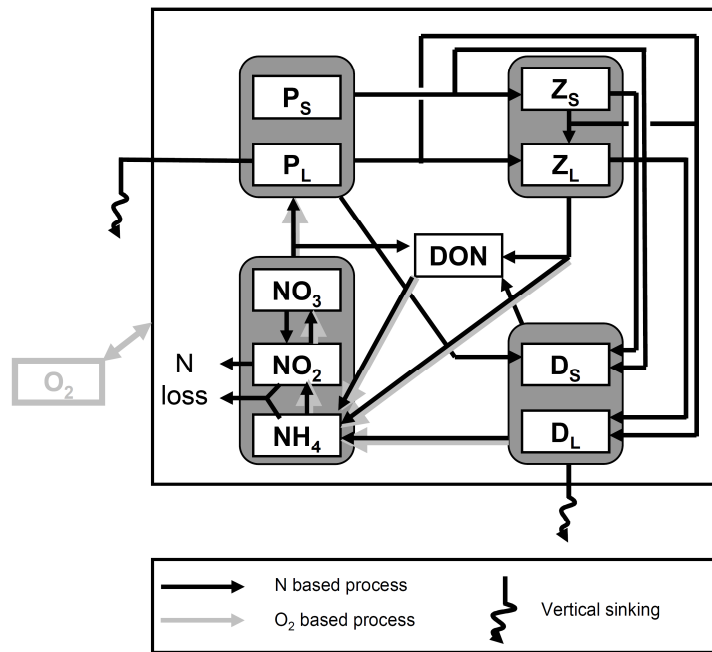


Figure 2. Interactions between the different compartments of the BioEBUS biogeochemical model. Black arrows represent the nitrogen-dependent processes, and arrows with added gray colors the oxygen-dependent processes. Arrows from or to a gray rectangle act on all variables included in this gray rectangle.

BioEBUS (Fig. 2) is a nitrogen-based model derived from a $N_2P_2Z_2D_2$ model (Koné et al., 2005), which has been successfully used to simulate the first trophic levels of the Benguela ecosystem. It takes into account the main planktonic communities and their specificities in the Benguela upwelling ecosystem. In this model, nitrate and ammonium represent the pool of dissolved inorganic N. Phytoplankton and zooplankton are split into small (flagellates and ciliates, respectively) and large (diatoms and copepods, respectively) organisms. Detritus are also separated into small and large particulate compartments. We added a Dissolved Organic Nitrogen (DON) compartment. Indeed, DON is an important reservoir of OM and plays an important role in supplying nitrogen or carbon from the coastal region to the open ocean (Huret et al., 2005). The simulated DON is the semi-labile one as the refractory and labile pools of DON have too long (hundred of years) and too short (less than a day) turnover rates, respectively (Kirchman et al., 1993; Carlson and Ducklow, 1995). The BioEBUS model also includes nitrite to have a more detailed description of the microbial loop: ammonification/nitrification processes under oxic conditions, and denitrification/anammox

processes under anoxic conditions (Yakushev et al., 2007). These processes are oxygen-dependent, so an oxygen equation has been introduced in the BioEBUS model. To complete this nitrogen-based model, N_2O was introduced using the Nevison et al. (2003) parameterization which allows to determine the N_2O production in function of the oxygen amount consumed by nitrification and the depth.

Symbol	Variable	Unity	Initial values	Scale depth (m)
P_S	Nanophytoplankton (flagellates)	mmol N m^{-3}	0.04 ^a	50
P_L	Microphytoplankton (diatoms)	mmol N m^{-3}	0.06 ^a	50
NO_3	Nitrates	mmol N m^{-3}	CARS ^b	-
NO_2	Nitrites	mmol N m^{-3}	0.05	100
NH_4	Ammonium	mmol N m^{-3}	0.1 ^a	100
Z_S	Microzooplankton (ciliates)	mmol N m^{-3}	0.04 ^a	100
Z_L	Mesozooplankton (copepods)	mmol N m^{-3}	0.04 ^a	100
D_S	Small detritus	mmol N m^{-3}	0.02 ^a	constant with depth
D_L	Large detritus	mmol N m^{-3}	0.02 ^a	constant with depth
DON	Dissolved Organic Nitrogen	mmol N m^{-3}	0.5	100
O_2	Dissolved Oxygen	$\text{mmol O}_2 \text{ m}^{-3}$	CARS ^b	-
N_2O	Nitrous oxide	$\text{mmol N}_2\text{O m}^{-3}$	$f([O_2])$ ^c	-

^a: (Koné et al., 2005).

^b: CARS database (2006).

^c: (Nevison et al., 2003) parameterization: $[N_2O]$ is a function of $[O_2]$.

Table 1: BioEBUS biogeochemical model state variables (symbols and units), initial surface values used for the simulation, and scale depth considered for the exponential decrease with depth (for P_S , P_L , NO_2 , NH_4 , Z_S , Z_L and DON).

Interactions between the different compartments of the BioEBUS model are summarized in Fig. 2. All state variables (Table 1) are expressed in mmol m^{-3} . The formulation of the SMS terms for each of the biogeochemical tracers is given in Appendix A. Parameter values are given in Table 2.

Parameter	Symbol	Units	Value	References
Phytoplankton				
Initial slope of P-I curve for P_S	α_{P_S}	$\text{m}^2 \cdot \text{W}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$	0.025	OG99, K05
Initial slope of P-I curve for P_L	α_{P_L}	$\text{m}^2 \cdot \text{W}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$	0.04	Popova et al. (2002), K05
Light attenuation coefficient due to pure water	k_w	m^{-1}	0.04	OG99, T00, K05
Light attenuation coefficient by phytoplankton	k_{chla}	$\text{m}^2 \cdot \text{mgChl}^{-1}$	0.024	OC00, K05
Chl/C ratio	θ	$\text{mgChl} \cdot \text{mgC}^{-1}$	0.02	F90, Lacroix and Nival (1998), T00, K05
Maximum growth rate for P_S	a_{P_S}	d^{-1}	0.557	K05
Maximum growth rate for P_L	a_{P_L}	d^{-1}	0.6	Adjusted
	b	-	1.066	OG99, K05
	c	$(^\circ\text{C})^{-1}$	1	OG99, K05
Mortality rate of P_S	μ_{P_S}	d^{-1}	0.027	K05
Mortality rate of P_L	μ_{P_L}	d^{-1}	0.03	OG99, K05
Exudation fraction of primary production (by P_S)	ϵ_{P_S}	d^{-1}	0.05	H05, Y07
Exudation fraction of primary production (by P_L)	ϵ_{P_L}	d^{-1}	0.05	H05, Y07
Strength of NH_4 inhibition of NO_3 uptake constant	K_{psi}	$(\text{mmolN} \cdot \text{m}^{-3})^{-1}$	1.46	Y07
Half saturation constant for uptake of NH_4 by P_S	$K_{\text{NH}_4 P_S}$	$\text{mmolN} \cdot \text{m}^{-3}$	0.5	K05
Half saturation constant for uptake of NH_4 by P_L	$K_{\text{NH}_4 P_L}$	$\text{mmolN} \cdot \text{m}^{-3}$	1	Adjusted
Half saturation constant for uptake of $\text{NO}_3 + \text{NO}_2$ by P_S	$K_{\text{NO}_3 P_S}$	$\text{mmolN} \cdot \text{m}^{-3}$	0.5	Adjusted
Half saturation constant for uptake of $\text{NO}_3 + \text{NO}_2$ by P_L	$K_{\text{NO}_3 P_L}$	$\text{mmolN} \cdot \text{m}^{-3}$	2	K05
C/N ratio for phytoplankton	$R_{C/N}$	$\text{molC} \cdot \text{molN}^{-1}$	106/16	Redfield et al. (1963)
O_2/N ratio	$R_{\text{O}_2/\text{N}}$	$\text{molO}_2 \cdot \text{molN}^{-1}$	170/16	Conkright and O'Brien (1994)
Sedimentation velocity of P_L	w_{P_L}	$\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$	0.5	K05
Zooplankton				
Assimilation efficiency of Z_S	$f1_{Z_S}$	-	0.75	K05
Assimilation efficiency of Z_L	$f1_{Z_L}$	-	0.7	K05
Maximum grazing rate of Z_S	$g_{\text{max } Z_S}$	d^{-1}	0.9	Adjusted
Maximum grazing rate of Z_L	$g_{\text{max } Z_L}$	d^{-1}	1.2	Adjusted
Preference of Z_S for P_S	$e_{Z_S P_S}$	-	0.7	Adjusted
Preference of Z_S for P_L	$e_{Z_S P_L}$	-	0.3	Adjusted
Preference of Z_L for P_S	$e_{Z_L P_S}$	-	0.26	Adjusted
Preference of Z_L for P_L	$e_{Z_L P_L}$	-	0.53	Adjusted
Preference of Z_L for Z_S	$e_{Z_L Z_S}$	-	0.21	Adjusted
Half saturation constant for ingestion by Z_S	k_{Z_S}	$\text{mmolN} \cdot \text{m}^{-3}$	1.5	Adjusted
Half saturation constant for ingestion by Z_L	k_{Z_L}	$\text{mmolN} \cdot \text{m}^{-3}$	4	Adjusted
Mortality rate of Z_L	μ_{Z_L}	$(\text{mmolN} \cdot \text{m}^{-3})^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$	0.05	OC00, K05
Excretion rate of Z_S	γ_{Z_S}	d^{-1}	0.05	Adjusted
Excretion rate of Z_L	γ_{Z_L}	d^{-1}	0.05	K05
Organic fraction of Z_S excretion	$f2_{Z_S}$	-	0.25	F90
Organic fraction of Z_L excretion	$f2_{Z_L}$	-	0.25	F90

Detritus				
Hydrolysis rate of D _S	μ_{D_S}	d ⁻¹	0.12	Adjusted
Hydrolysis rate of D _L	μ_{D_L}	d ⁻¹	0.08	Adjusted
Sedimentation velocity of D _S	w_{D_S}	m.d ⁻¹	1	K05
Sedimentation velocity of D _L	w_{D_L}	m.d ⁻¹	20	Adjusted
Mineralisation in oxic conditions				
Mineralisation rate of DON	K_{ND4}	d ⁻¹	0.002	Adjusted
Mineralisation rate of PON	K_{NP4}	d ⁻¹	0.007	Adjusted
Temperature parameter	K_{tox}	(°C) ⁻¹	0.15	Y07
Oxygen parameter	O_{2ox}	mmolO ₂ .m ⁻³	0	Y07
Half saturation constant	K_{ox}	mmolO ₂ .m ⁻³	15	Y07
Denitrification				
Rate of 1 st stage of denitrification	K_{N32}	d ⁻¹	0.12	Y07
Rate of 2 nd stage of denitrification	K_{N24}	d ⁻¹	0.2	Y07
Oxygen parameter	O_{2dn}	mmolO ₂ .m ⁻³	25	Y07
NO ₃ parameter	NO_{3mi}	mmolN.m ⁻³	0.001	Y07
NO ₂ parameter	NO_{2mi}	mmolN.m ⁻³	0.0001	Y07
Nitrification				
Rate of 1 st stage of Nitrification	K_{N42}	d ⁻¹	0.9	Y07
Rate of 2 nd stage of Nitrification	K_{N23}	d ⁻¹	2.5	Y07
O ₂ parameter	O_{2nf}	mmolO ₂ .m ⁻³	1	Y07
Anammox				
Anammox constant	$K_{anammox}$	d ⁻¹	0.03	Y07
Conversion constant	$K_{convert}$	(mmolN.m ⁻³) ⁻¹	1	Yakushev (personal com., 2009)
N ₂ O formulation				
N/O ₂ ratio	$R_{N/O2}$	molN.molO ₂ ⁻¹	16/170	Conkright and O'Brien (1994)
	a_1	molN ₂ O.molN ⁻¹ (mmolO ₂ .m ⁻³) ⁻¹	0.26	N03
	a_2	molN ₂ O.molN ⁻¹	-0.0004	N03
depth scale	Z_{scale}	m	3000	N03

OG99: *Oschlies and Garcon* (1999)

K05: *Koné et al.* (2005)

OC00: *Olivieri and Chavez* (2000)

T00: *Tian et al.* (2000)

H05: *Huret et al.* (2005)

Y07: *Yakushev et al.* (2007)

F90: *Fasham et al.* (1990)

N03: *Nevison et al.* (2003)

Table 2: BioEBUS biogeochemical model parameter values. We remind the references used by (Koné et al., 2005) in their modeling study.

Due to different modifications and additions made from the original biogeochemical model of Koné et al. (2005), we had to adapt the BioEBUS model, especially some of the parameter values within the range of parameter values found in the literature (Table 2). Indeed, parameters linked to the microbial loop (hydrolysis of detritus μ_{D_S} and μ_{D_L} , mineralization rate of particulate organic matter K_{NP4} and dissolved organic matter K_{ND4} from Yakushev et

al. (2007) formulations, sinking velocity of large detritus (w_{D_L}) were adjusted in order to better represent the distribution of nutrients and oxygen from the coast to the open ocean. Also, as a more detailed representation of the nitrification was introduced in the BioEBUS model as compared to Koné et al. (2005), some of the parameter values associated with nutrients uptake by the phytoplankton (half saturation constants $K_{NO_3 P_S}$ and $K_{NH_4 P_L}$) had to be adjusted in order to obtain a better agreement for the chlorophyll-*a* concentrations (Chl-*a*) between the simulated field and the data (see Sect. 4.3). We changed the grazing function with the introduction of the preference parameter for the zooplankton for different types of plankton (Dadou et al., 2001, 2004), as well as the associated maximum growth rates and half saturation constants for ingestion. With these modifications, the general spatial distribution of the different types of plankton from the coast to the open ocean in the BUS is better simulated as compared to data (Kreiner and Ayon, 2008; Silio-Calzada et al., 2008).

Parameter	Symbol	Units	Ref	Ref/10	Ref/5	Ref/2	Refx2	Refx5	Refx10
Phytoplankton									
Half saturation constant for uptake of NO_3+NO_2 by P_S	$K_{NO_3 P_S}$	mmol N m ⁻³	0.5				1	2.5	
Zooplankton									
Excretion rate of Z_S	γ_{Z_S}	d ⁻¹	0.05	0.005					
Detritus									
Sedimentation velocity of D_L	w_{D_L}	m d ⁻¹	10				20	50	100
Mineralisation in oxic conditions									
Mineralisation rate of DON	K_{ND4}	d ⁻¹	0.02	0.002		0.01	0.04	0.1	
Mineralisation rate of PON (D_L)	K_{NP4}	d ⁻¹	0.007		0.0014	0.0035	0.014		

Table 3: Parameter values for the sensitivity analyses (the final values are indicated in bold). Reference stands for the reference run (explained in the text) and Ref/10, Ref/5, Ref/2, Refx2, Refx5, Refx10 for the value of the reference run divided by a factor of 10, 5 and 2, multiplied by a factor of 2, 5 and 10, respectively.

This first adjusted version of the model constitutes the reference run for the following analyses of the parameters. Then, the values of key parameters were adjusted performing sensitivity analyses (Table 3). The methodology for these analyses consists in arbitrarily changing the value of these key parameters for the reference run. Parameters are modified one by one and their reference values are increased or decreased by a factor of 2 up to a factor of 10. For each analysis, the annual means of the simulated fields were compared with the annual climatologies of nitrate and oxygen concentrations from the CSIRO Atlas of Regional Seas (CARS, 2006) and SeaWiFS Chl-*a* (see details on Sect. 3). The parameter value is chosen such as the difference between the simulated fields and the data for nitrates, oxygen and Chl-*a* is the smallest among the different tests we made. These adjustments are illustrated in Fig. 3 for the three parameters K_{ND4} , w_{D_L} and $K_{NO_3 P_S}$ (Table 3) using different representative profiles.

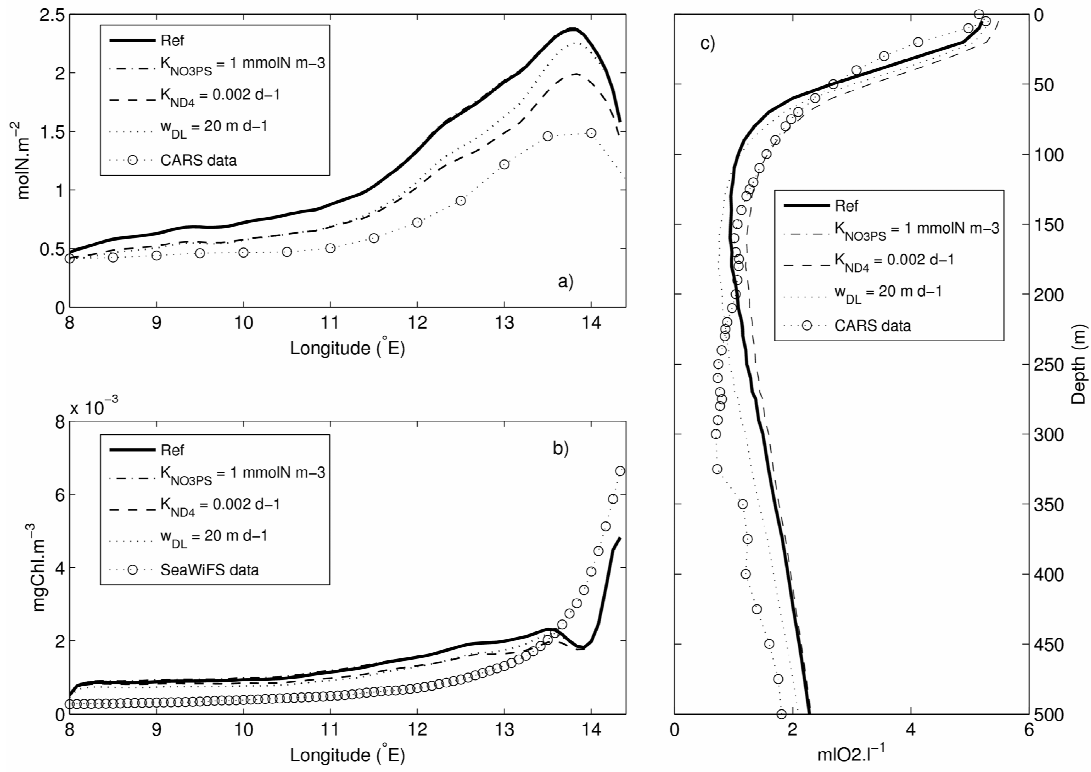


Figure 3. Sensitivity analyses for the parameters K_{NO3PS} (small phytoplankton nitrate uptake; dotted-dashed line), K_{ND4} (DON mineralization rate; dashed line) and w_{DL} (large detritus sedimentation velocity; dotted line) compared to the reference values (solid line) for these parameters and the climatology (dotted line with circles) (see Table 3 and the text for explanation). (a) Annual mean of 0-100m integrated nitrate concentrations (mmol N m^{-2}) along an east-west profile (averaged between 22°S - 24°S), (b) annual mean of Chl-a (mg Chl m^{-3}) using a Chl/N ratio equal to $1 \text{ g Chl (mol N)}^{-1}$ along the same east-west profile, and (c) vertical profile of annual mean oxygen concentrations ($\text{ml O}_2 \text{l}^{-1}$) (averaged between 22°S - 24°S and 13°E - 15°E). The sensitivity analysis for the parameter K_{NO3PS} gives the same result as the reference (the dashed-dotted line is masked by the solid line).

The decrease by a factor of 10 of the DON mineralization parameter (K_{ND4}) induces a better agreement between the simulated fields and the data. It results in an improvement of 20% for the 0-100 m integrated nitrate concentrations along the east-west profile averaged between 22°S and 24°S (Fig. 3a) and of 10% for the gradient in the first 100 m of the vertical profile of oxygen concentrations (Fig. 3c). The doubling of the sedimentation sinking velocity parameter (w_{DL}) leads to a decrease of 15% of the 0-100 m integrated nitrate concentrations, mainly outside the continental shelf (Fig. 3a), and a decrease of 10% of the oxygen concentrations below 200 m on the continental shelf, both in better agreement with data (Fig. 3c). The very small effect of doubling the phytoplankton nutrient half-saturation coefficient (K_{NO3PS}) on surface Chl-a (Fig. 3b), nitrate and oxygen concentrations justifies our choice to

keep this parameter at a low value ($K_{NO_3Ps} = 0.5 \text{ mmol N m}^{-3}$ as for the reference run). Using these sensitivity analyses, we also decreased the small zooplankton specific excretion rate γ_{Zs} by a factor of 2 in order to add an additional decreasing effect on the ammonium and nitrite concentrations, already existing with the w_{DL} and K_{ND4} adjustments (data not shown). Finally, the maximum growth rate of the large phytoplankton (diatoms) had to be reduced from 0.8356 d^{-1} (Koné et al., 2005) to 0.6 d^{-1} (Fasham et al., 1990; Oschlies and Garçon, 1999; Huret et al., 2005) to obtain a better agreement between the simulated primary production and the BENEFIT data from Barlow et al. (2009) as well as the data from the Atlantic Meridional Transect (AMT) in May 1998 (AMT 6 cruise), especially in the coastal area (see Sect. 4.3).

2.3 The Namibian configuration

The ROMS Namibian configuration (Fig. 1) is built on a Mercator grid, spanning 5°E to 17°E and 19°S to 28.5°S with a horizontal resolution of $1/12^\circ$ (ranging from 8.15 km in the south to 8.8 km in the north). The grid has 32 sigma-levels stretched so that near-surface resolution increases. In the coastal area, with a minimum depth of 75 m, the thickness of the first (at the bottom of the ocean) and last (near the ocean-atmosphere interface) levels is 11.4 m and 0.4 m, respectively. In the open-ocean area, with a maximum depth of 5000 m, the thickness of the first and last levels is 853.5 m and 5 m, respectively. Bottom topography from 1' GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans: <http://www.gebco.net>) (Fig. 1) product has been interpolated onto the model grid, smoothed as in Penven et al. (2005) in order to reduce pressure gradient errors. The ROMSTOOLS package (Penven et al., 2008, <http://roms.mpl.ird.fr>) has been used to build the model grid, atmospheric forcing, initial and boundary conditions.

The Namibian configuration used in this study is a small domain which is a sub-domain of the SAfE HR climatological configuration (Veitch et al., 2009) (Fig. 1). For temperature, salinity, free surface and the velocity (zonal and meridional components), the initial conditions come from the 1st January of the 10th year of SAfE HR (Veitch et al., 2009); the open boundary conditions are also provided by the 10th year of this simulation for which variables have been averaged every 5 days.

A $1/2^\circ$ resolution QuikSCAT (Liu et al., 1998) monthly climatological wind stress (courtesy of N. Grima, LPO, Brest, France) based on data spanning from 2000 to 2007 is used to force the model at the surface. Surface heat and salt fluxes are provided by $1/2^\circ$ resolution COADS-derived monthly climatology (Da Silva et al., 1994). An air-sea feedback parameterization term, using the 9-km Pathfinder climatological Sea Surface Temperature (SST) (Casey and Cornillon, 1999), is added to the surface heat flux to avoid model SST drift (Barnier et al., 1995; Marchesiello et al., 2003). A similar correction scheme is used for Sea Surface Salinity (SSS) because of the paucity of evaporation-precipitation forcing fields as in Veitch et al. (2009).

For the biogeochemistry, the initial and the open boundary conditions for NO_3 and O_2 concentrations are provided by the month of January and the monthly climatology of the CARS database (2006), respectively. Other biogeochemical tracers are initialized using a

constant profile (see Table 1); the same constant profiles are used for the open boundary conditions.

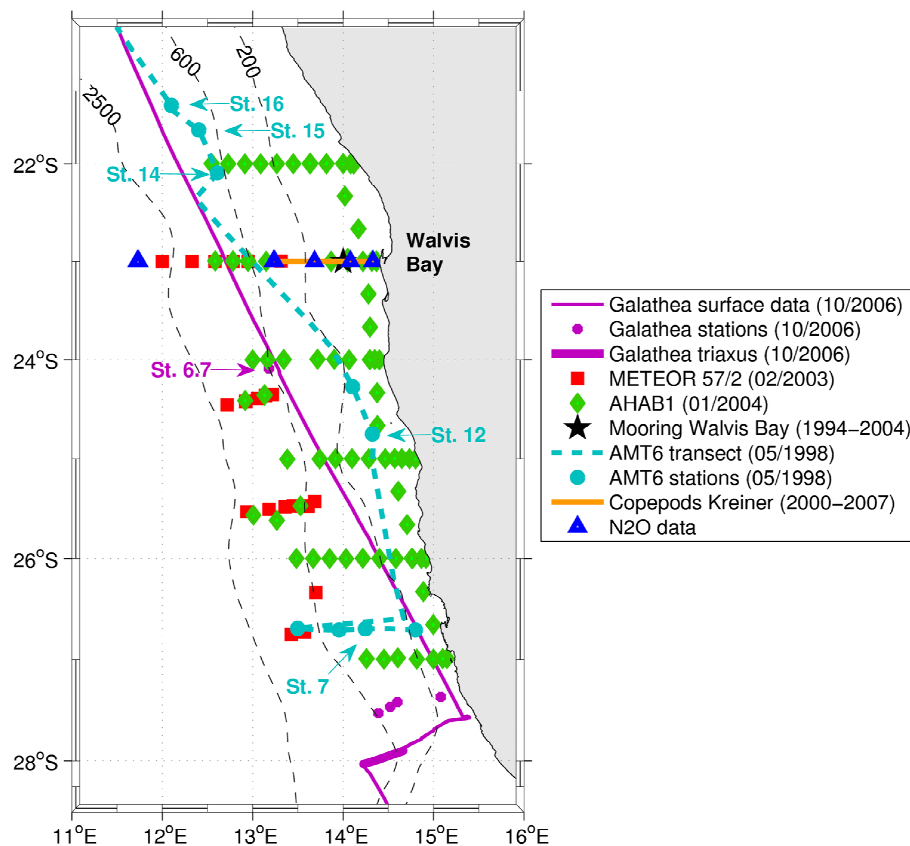
The simulation is run for a total of 12 years. A physical spin-up is performed over 7 years, as the model needs a few years to reach a stable annual cycle, then the coupled physical/biogeochemical model is run for 5 years. The last year of simulation (year 12) will be analyzed in the following sections of the paper, except for the time evolution at 23°S where we consider the last three years of simulation after the spin-up of two years. The time step of the physical model is 15 minutes, and the biological time step is 5 minutes. Outputs are saved as 3-daily averages.

3. Satellite and *in-situ* data used

In the studied area, simulated fields are compared with different types of available data sets. Chl-*a* from the monthly climatology SeaWiFS products of level 3-binned data (9 km, version 4, O'Reilly et al., 2000), from 1997 to 2009, processed by the NASA Goddard Space Flight Center and distributed by the DAAC (Distributed Active Archive Center) (McClain et al., 1998), are used for comparison with surface simulated Chl-*a*. Simulated Chl-*a* is the sum of flagellate and diatom concentrations expressed in N units and converted into Chl-*a* (mg Chl m⁻³) using a variable ratio described in Appendix A.

Different sections and stations are used for the model/data comparison. Their positions are shown in Fig. 4. Temperature, salinity, oxygen, nutrients, Chl-*a*, primary production, and mesozooplankton data were collected in May 1998 during the AMT 6 cruise (Aiken, 1998; Aiken and Bale, 2000; Aiken et al., 2000). Samples were collected during expeditions M57/2 of RV *Meteor* February 2003 (Zabel et al., 2003; Kuypers et al., 2005) and AHAB1 of RV *Alexander von Humboldt* in January 2004 (Lavik et al., 2009), and allowed to estimate temperature, salinity, oxygen and nutrients in the Namibian upwelling system. In October 2006, the Danish Galathea expedition crossed the BUS. Measurements of temperature, salinity, oxygen, nutrients, and Chl-*a* were collected (courtesy of L. L. Sørensen, National Environmental Research Institute, Denmark) at different stations and along a vertical section (triauxus system undulating vertically and laterally off the stern of the ship). A mooring located on the outer shelf at 23°S in Walvis Bay between 1994 and 2004 (Monteiro and van der Plas, 2006) allowed to obtain a time series of temperature, salinity and oxygen. Measurements of copepod abundance integrated over 200 m, from the coast (14.5°E) to 70 nautical miles (13.23°E) at 23°S in Walvis Bay, were collected between 2000 and 2007 (Kreiner and Ayon, 2008). Primary production estimations were effectuated during winter 1999 and summer 2002, as part of the BENEFIT program (Barlow et al., 2009). The CSIRO Atlas of Regional Seas allowed to establish monthly climatologies with 1/2° of resolution for temperature and salinity fields (CARS, 2009), and oxygen and nitrate concentrations (CARS, 2006). The World Ocean Atlas (WOA) 2001 includes a global climatology of Chl-*a* (Conkright et al., 2002). The AMT 17 cruise in November 2005 estimated DON concentrations in the Southern Benguela. For the first time in the Namibian upwelling system, N₂O samples were collected at 9 stations off Walvis Bay at around 23°S during the FRS Africana cruise, in December 2009

within the framework of the GENUS project (Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System). The collected samples were poisoned with mercuric chloride on board and measurements were done after the cruise at IFM-GEOMAR, Germany by using the static equilibration method according to Walter et al. (2006).



4. Model/data comparison

To compare simulated fields m and data d (*in-situ* and satellite data considered as the reference), different statistical metrics are selected: the mean (M), the bias ($M_m - M_d$), the Root Mean Square (RMS), the standard deviation (σ), and the correlation coefficient (R). The centered pattern RMS difference (E') is formulated as $E'^2 = \sigma_m^2 + \sigma_d^2 - 2\sigma_m\sigma_d R$. The centered pattern RMS difference and the two standard deviations are normalized by the standard deviation of the data σ_d . Then, the normalized standard deviation of the simulated field is $\sigma^* = \sigma_m^* = \sigma_m / \sigma_d$, the normalized standard deviation of the data is $\sigma_d^* = 1$, and the normalized centered pattern RMS difference becomes $E'^* = E' / \sigma_d = \sqrt{\sigma^{*2} + 1 - 2\sigma^* R}$. The statistical information (E'^* , σ^* , R), referred as "pattern statistics", is summarized in Taylor's diagrams (Taylor, 2001).

4.1 Temperature, salinity, and density

For the temperature field (Fig. 5a), the correlation coefficient between simulated fields and data is above 0.93 for all stations and sections except for the Galathea data (surface and station data; $R = 0.86$). The normalized standard deviation for temperature is between 0.9 and 1.2 for all comparisons; except for the Galathea data (σ^* is between 1.3 and 1.4). The normalized centered pattern RMS difference is less than 0.4, except for the Galathea data ($E'^* = 0.5$ for triaxus data, or a RMS difference of 1.41°C ; $E'^* = 0.67$ for surface and station data, or a RMS difference of 1.43°C). The differences between model and data averages (called bias) for temperature vary from 0.25 to 1.2°C along the METEOR 57/2 sections, from -0.33 to 0.52°C for the AHAB1 sections, from 0.6 to 1°C for the Galathea data, and from 0.2 to 1.2°C for the AMT 6 data.

For the salinity field (Fig. 5b), the correlation coefficient between simulated fields and data is above 0.74 for all stations and sections, except for Galathea data (station and surface data; $R = 0.62$). The normalized standard deviation is between 0.55 and 1.2 for all data, except for four Galathea triaxus ($\sigma^* = 1.55$). The normalized centered pattern RMS difference is less than 0.7, except for the Galathea surface and station data ($E'^* = 0.95$, or a RMS difference of 0.15). Biases for salinity vary from -0.05 to 0.08 along the METEOR 57/2 sections, from -0.2 to -0.001 for the AHAB1 sections, from 0.04 to 0.1 for Galathea data, and from -0.22 to -0.009 for the AMT 6 data.

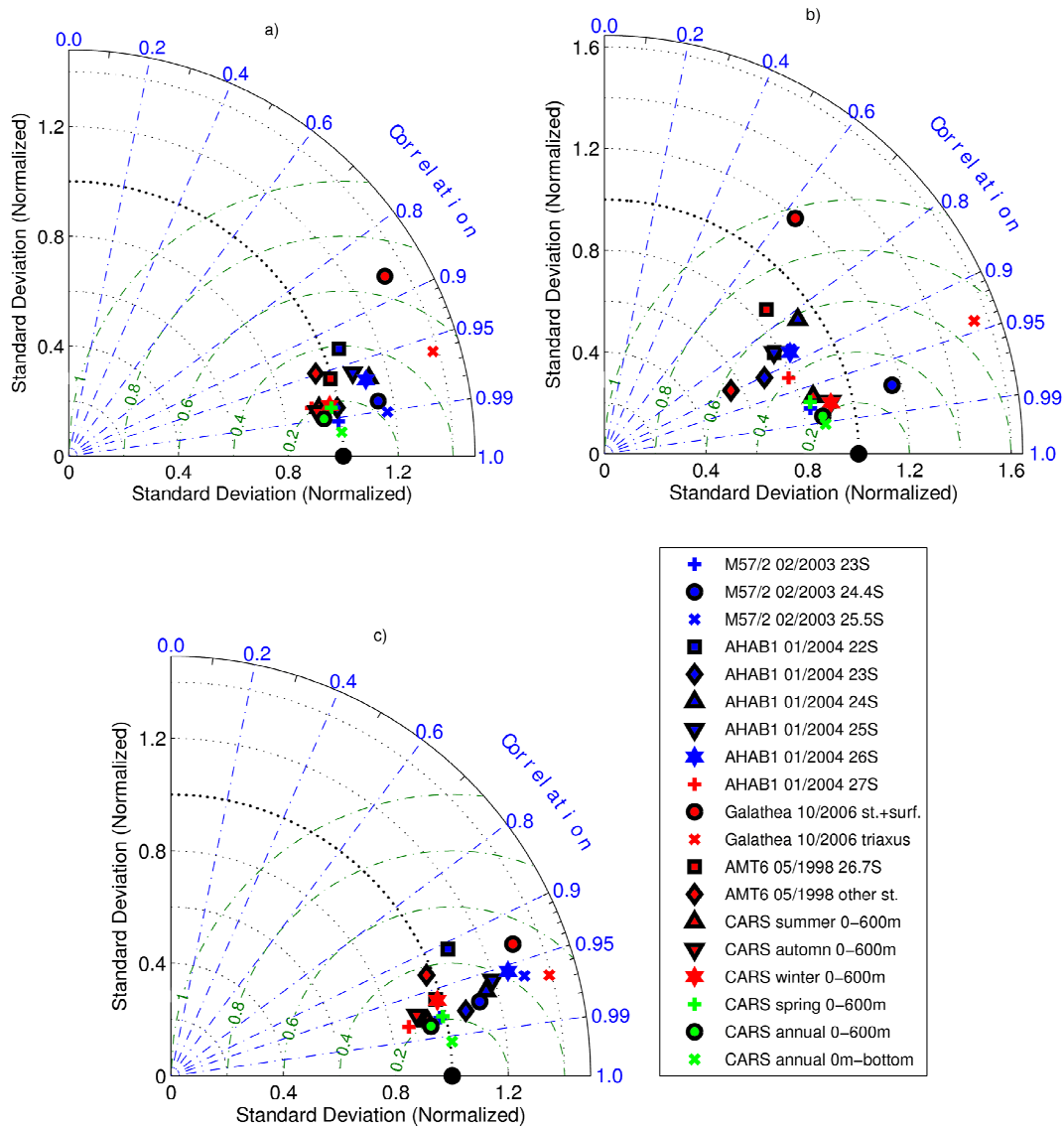


Figure 5. Taylor's diagrams for (a) Temperature, (b) Salinity, and (c) Density. The radial distance from the origin is proportional to the standard deviation of a pattern (normalized by the data standard deviation). The green dashed lines measure the distance from the reference point (data) and indicate the RMS error (see the expression in Sect. 4). The correlation between both fields is given by the azimuthal position of the test field. The statistics use data from the METEOR expedition 57/2 in February 2003 (transects at 23°S, 24.4°S, and 25.5°S), the AHAB1 expedition in January 2004 (transects at 22°S, 23°S, 24°S, 25°S, 26°S, and 27°S), the Galathea data in October 2006 (surface data, 5 stations, and triaxus data), the AMT 6 cruise in May 1998 (transect at 26.7°S and 4 stations), and the CARS database (2009) (seasonal and annual mean). For the comparison with in-situ data, simulated fields were monthly averaged (note there are 10 outputs by month) using the last year of simulation (year 12). For the comparison with CARS database, simulated fields were either seasonally or annually averaged. The reference (data) is indicated by the black filled circle.

The same comparison is made for the density field. Density is computed from temperature and salinity *in-situ* data, using the same Jackett and McDougall (1995) relationship that one used in ROMS. The correlation coefficient between simulated and *in-situ* density is above 0.9 for all stations and sections (Fig. 5c). The normalized standard deviation is between 0.85 and 1.4 for all comparisons; and the normalized centered pattern RMS difference is less than 0.52 (the range of RMS difference is between 0.13 and 0.29 kg m⁻³). Bias for density varies from -0.26 to -0.06 kg m⁻³.

In general, the model outputs overestimate the temperature field, and underestimate salinity and density fields as compared to *in-situ* data. These biases are mainly observed in the surface layer (0-100 m) over the continental shelf. No clear latitudinal trend can be highlighted. The results of these statistics point out an important interannual variability for the *in-situ* data which is not represented by our simulation. Indeed, the monthly climatological fields (winds, heat and fresh water fluxes) used to force the model are repeated each year, with a linear interpolation between each month, so the forcing fields are smoothed in time.

To complete the model/data comparison, the same statistics for the annual mean and the seasonal cycle are computed between the simulated fields and the climatology from CARS database (2009). The comparison between seasonal fields is performed between the surface and 600-m depth. Below this depth, statistics do not show seasonal variation (not shown). The annual fields are also compared in the top 600 m as well as over the whole water column. The statistics were added in the Taylor's diagrams for temperature, salinity, and density (see the last six points in Fig. 5a, 5b, and 5c). The correlation coefficient between simulated fields and CARS database (2009) is above 0.98 for temperature, and above 0.96 for salinity and density. The normalized standard deviation is between 0.9 and 1 for temperature, between 0.8 and 1 for salinity, and between 0.85 and 1 for density. The normalized centered pattern RMS difference is less than 0.21 (or a RMS difference of 0.9°C) for temperature, 0.3 (or a RMS difference of 0.1) for salinity, and 0.3 (or a RMS difference of 0.17 kg m⁻³) for density. Biases vary between 0.09 and 0.29°C, -0.05 and -0.01 for salinity, -0.07 and -0.02 kg m⁻³.

To illustrate the above Taylor's diagrams, two types of model/data distributions in space and time are presented along a section (23°S; Fig. 6 and 7) and at a mooring point (23°S - 14°E; Fig. 11). Monthly averaged simulated fields and *in-situ* measurements of temperature, salinity and density along the 23°S METEOR 57/2 section (east-west direction in February 2003) are displayed in Fig. 6. On the shelf, temperature and salinity isocontours rise to the surface, which is the signature of the coastal upwelling off Namibia. Vertical temperature gradient is well simulated over the 23°S section. In the top 100 m, simulated salinity is weaker than the observed one. The detailed analysis of all sections and stations in the studied area shows similar results as for the 23°S METEOR 57/2 section. Figure 7 presents the annual mean of temperature, salinity, and density at 23°S as compared with the annual climatology from CARS database (2009). Simulated fields are in agreement with the data: the vertical profile of temperature, salinity, and density are correctly simulated, although simulated salinity is weaker than measured salinity in the surface one, especially near the coast. This bias seems to come from the SSS corrections used in the model configuration. Indeed, the SSS values from the COADS climatology used for the correction scheme in the salt fluxes (Sect. 2.3) are lower than *in-situ* data and CARS climatology (2009) at 23°S (not shown).

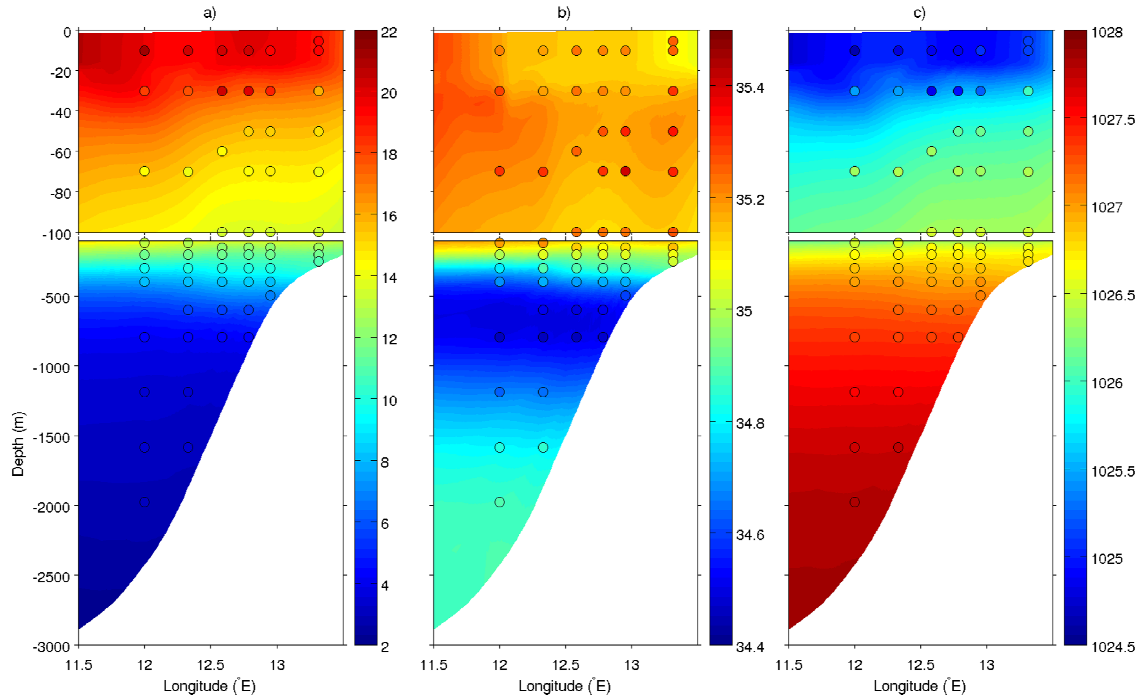


Figure 6. (a) Temperature ($^{\circ}\text{C}$), (b) salinity, (c) density (kg m^{-3}) estimated with the coupled model at 23°S . Simulated fields represent the mean situation for the climatological month of February. Colored circles overlaid on the simulated fields (using the same color bar) correspond to the METEOR 57/2 data, in February 2003.

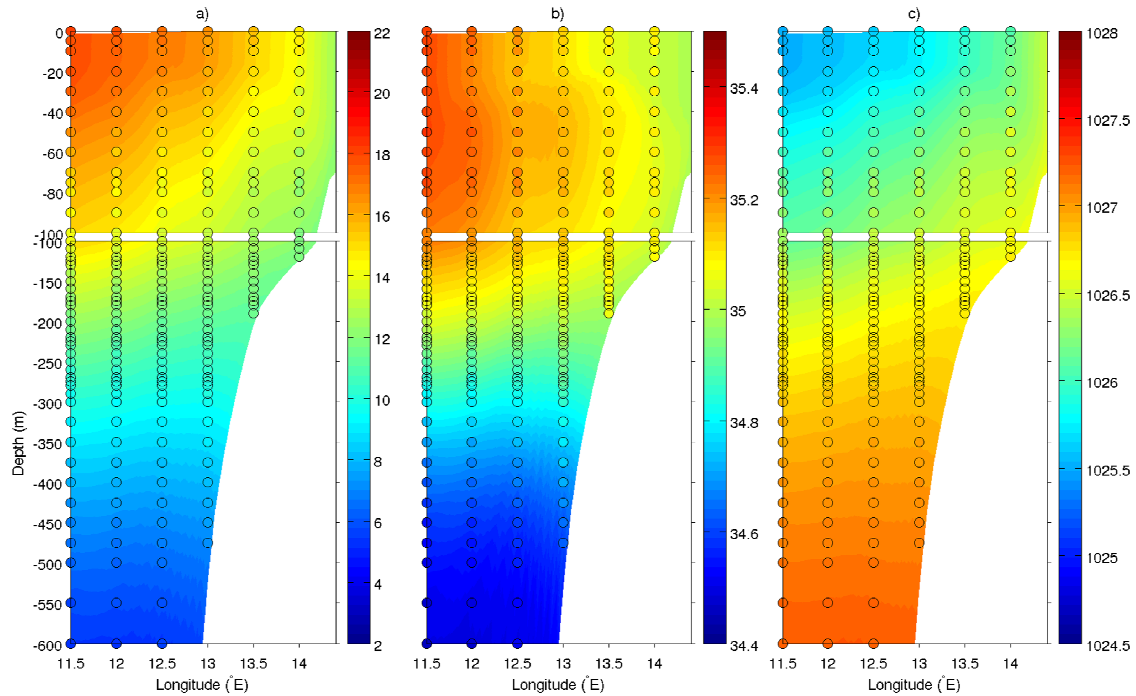


Figure 7. Simulated annual mean of (a) temperature ($^{\circ}\text{C}$), (b) salinity, and (c) density (kg m^{-3}) at 23°S between the surface and 600-m depth. Colored circles for the annual mean CARS database (2009) are overlaid on the simulated fields using the same color bar as the simulated fields.

The temporal evolution of the vertical profiles of simulated temperature and salinity at 23°S - 14°E (Fig. 11) is compared to the time series at this Walvis Bay mooring (Fig. 4 for location) (see Fig. 5-3 from Monteiro and van der Plas, 2006). The same vertical structure in time is observed between the simulated fields and *in-situ* data. Temperature around 17-18°C is observed each summer in the surface layer, isotherms 13°C and 10°C are situated around 100 and 300-m depth, respectively. Isohaline 35 is located at a mean depth of 200 m, with salinity up to 35.2 between the surface and 100-m depth, and fresher water intrusions around 34.8 occur each year at 300-m depth.

These statistics show that the model is able to simulate the annual mean and seasonal cycle for temperature, salinity, and density over the Namibian upwelling system despite a lower standard deviation.

4.2 Oxygen, nitrate, nitrite, and ammonium

The model correctly simulates the OMZ located along the continental slope (Fig. 8a and Fig. 9a), with more depleted waters in the northern part of the domain (between 19°S and 24-25°S) where the South Atlantic Central Waters (SACW; Mohrholz et al., 2008) are present. The differences between model and data averages for oxygen concentrations are always positive from 0.14 to 0.66 ml O₂ l⁻¹ along the METEOR 57/2 sections, from 0.03 to 1.6 ml O₂ l⁻¹ for the AHAB1 sections, from 0.18 to 0.8 ml O₂ l⁻¹ for the Galathea data, and 0.68 ml O₂ l⁻¹ for the AMT 6 data. This slight bias is mainly due to the overestimation of oxygen concentrations on the continental shelf for water-depth above 200 m. The correlation coefficient between simulated and *in-situ* oxygen concentrations varies between 0.55 and 0.97 for all data (Fig. 10a). The normalized standard deviation is lower than 1 for all comparisons. Standard deviation or variations of the simulated oxygen concentrations are lower than for *in-situ* measurements, mainly associated with interannual variability in the BUS. The normalized centered pattern RMS difference is less than 0.85 for all data. The RMS difference is between 0.34 and 2.35 ml O₂ l⁻¹.

To complete the statistics, the seasonal cycle and annual mean of simulated oxygen concentrations are compared with CARS database (2006). For all comparisons with CARS, the correlation coefficient is between 0.87 and 0.93, and the normalized standard deviation is between 0.85 and 0.95 (Fig. 10a). Biases vary between -0.1 and 0.09 ml O₂ l⁻¹. Compared to the CARS database (2006) (Fig. 9a), the vertical structure of oxygen concentrations is well simulated, except on the continental shelf where the OMZ occurs. In our simulation, the OMZ is located on the slope as for the CARS database (2006) but does not extend enough on the continental shelf. The same observation can be made when the temporal evolution of the vertical profiles of oxygen concentrations at 23°S - 14°E (Fig. 11) is compared with the time series of oxygen concentrations at the Walvis Bay mooring (see Fig. 5-3 from Monteiro and van der Plas, 2006). The oxygen seasonal cycle is correctly represented. Concentrations between 6 and 7 ml O₂ l⁻¹ are well simulated close to the surface, while they are frequently lower than 1 ml O₂ l⁻¹ at depth. However, concentrations below 0.5 ml O₂ l⁻¹ are frequently recorded at this mooring while they remain higher than 0.5 ml O₂ l⁻¹ in our simulation. So, the model correctly simulates the vertical distribution of oxygen but *in-situ* concentrations are

more depleted at depth than the simulated ones. We will comment this difference in the following paragraph.

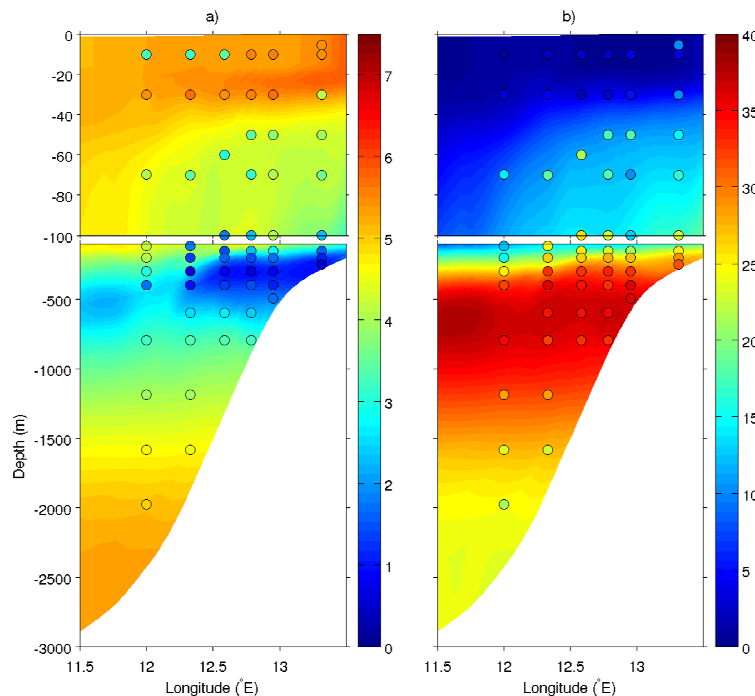


Figure 8. (a) Oxygen ($\text{ml O}_2 \text{l}^{-1}$) and (b) nitrate (mmol N m^{-3}) concentrations estimated with the coupled model at 23°S . Simulated fields represent the mean situation for the climatological month of February. Colored circles overlaid on the simulated fields (using the same color bar) correspond to the METEOR 57/2 data, in February 2003.

At the surface of the domain, simulated and *in-situ* nitrate concentrations are less than 1 mmol N m^{-3} in the open ocean (Fig. 8b and 9b) and higher than 16 mmol N m^{-3} along the coast. The pool of high nitrate concentrations (around $30\text{--}35 \text{ mmol N m}^{-3}$) is located at depth between 200 and 1500 m (with variations depending on latitude and related to the upwelling cells along the coast). The differences between model and data averages for nitrate concentrations are from -2.7 to $-1.66 \text{ mmol N m}^{-3}$ along the METEOR 57/2 sections, from -5 to $1.66 \text{ mmol N m}^{-3}$ for the AHAB1 sections, $-0.02 \text{ mmol N m}^{-3}$ for the Galathea stations, and $-7.9 \text{ mmol N m}^{-3}$ for the AMT 6 data. Hence, simulated nitrate concentrations are in general underestimated. The correlation coefficient between simulated and *in-situ* nitrate concentrations is between 0.8 and 0.94 for Galathea, AMT 6, and METEOR 57/2 data, with normalized standard deviations between 0.59 and 1.21, and normalized centered RMS differences less than 0.65 (RMS difference: $6.1 \text{ mmol N m}^{-3}$) (Fig. 10b). The statistics are worse for AHAB1 data in January 2004, but this period was particular because an important sulphidic event was recorded in the continental shelf waters off Namibia (Lavik et al., 2009) during this cruise. North of 27°S , oxygen-depleted waters ($\text{O}_2 < 0.1 \text{ ml O}_2 \text{l}^{-1}$) were recorded below 60-m depth. In oxygen-depleted environments, the best electron acceptor for anoxic remineralization (denitrification) is nitrate. When oxygen and nitrate are depleted, sulfate reduction produces toxic hydrogen

sulfide, as measured during the AHAB1 cruise. This extreme event generally occurs on or close to the sediments on the continental shelf, and our biogeochemical model does not include the sediment processes. In order to improve our model and simulate very low oxygen concentrations on the continental shelf, a sediment module has to be added to BioEBUS.

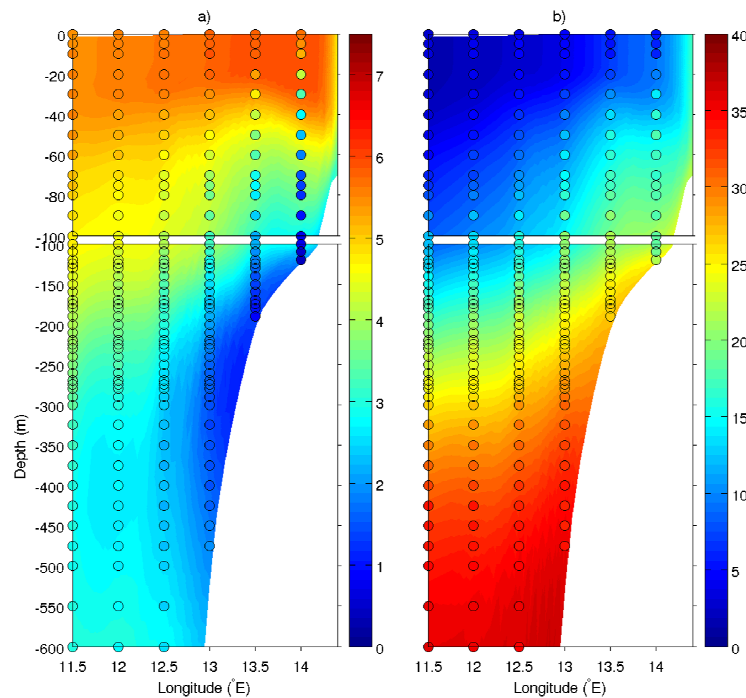


Figure 9. Simulated annual mean of (a) oxygen ($\text{ml O}_2 \text{ l}^{-1}$) and (b) nitrate (mmol N m^{-3}) concentrations at 23°S and between 0 and 600 m. Colored circles for the annual mean of CARS database (2009) are overlaid on the simulated fields using the same color bar as the simulated fields.

As for the other variables, the seasonal cycle and annual mean of simulated nitrate concentrations are now compared with CARS database (2006). The correlation coefficient is higher than 0.94, and the normalized standard deviation is between 0.9 and 1.05. The normalized centered pattern RMS difference is less than 0.35 (or a RMS difference of $3.4 \text{ mmol N m}^{-3}$) for all comparisons with CARS climatology (2006) (Fig. 10b). Biases vary between $-2.03 \text{ mmol N m}^{-3}$ in winter and $0.6 \text{ mmol N m}^{-3}$ in summer. The comparison between simulated fields and the CARS database (2006) (Fig. 9b and Fig. 10b) confirms that our model correctly simulates the seasonal cycle and annual mean of nitrate concentrations.

The other nutrients, i.e. nitrite and ammonium, present very low values in the simulation with maximum value of 0.14 and $0.4 \text{ mmol N m}^{-3}$, respectively, located in the surface layer above the continental shelf. These two nutrients are fastly transformed in nitrate by the nitrification processes. For the AHAB1 cruise, concentrations up to 1 and 4 mmol N m^{-3} were measured for nitrite and ammonium concentrations, respectively. These high values were principally observed on the continental shelf. The Galathea cruise measured nitrite concentrations up to $0.67 \text{ mmol N m}^{-3}$ in the studied area. During this cruise, ammonium concentrations below the detection level of $0.3 \text{ mmol N m}^{-3}$ were found all over the region, and the model is able to

reproduce this pattern. During AMT 6 cruise, nitrite was measured at four stations in our studied area. Concentrations vary from 0.01 to 0.43 mmol N m⁻³. Only two measurements of ammonium concentrations are available for this latter cruise: 0.62 mmol N m⁻³ at 161-m depth and 3.13 mmol N m⁻³ at 22-m depth (located at the same station 26.7°S-14.25°E). We do not have enough *in-situ* measurements of nitrite and ammonium concentrations to conclude, but simulated fields seem to have the same order of magnitude as *in-situ* data, maybe at the lower limit of the measured concentrations.

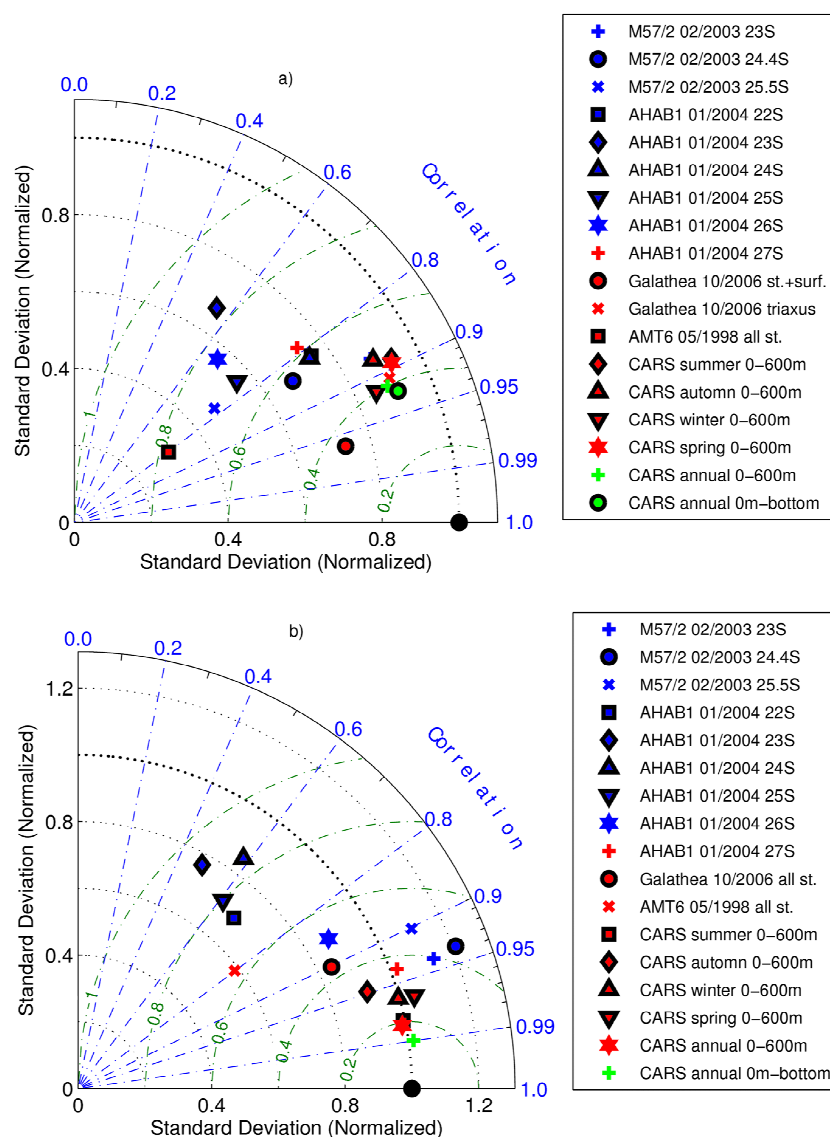


Figure 10. Taylor's diagrams for (a) oxygen and (b) nitrate concentrations. See legend of Fig. 5 for details and abbreviations.

The model is able to simulate the annual mean and seasonal cycle for nitrate, and oxygen concentrations. Vertical gradients of simulated oxygen and nitrate concentrations as well as horizontal distributions give satisfying results, except oxygen concentrations near the sediment-water interface over the continental shelf. Simulated nitrite and ammonium concentrations are within the range of available *in-situ* data.

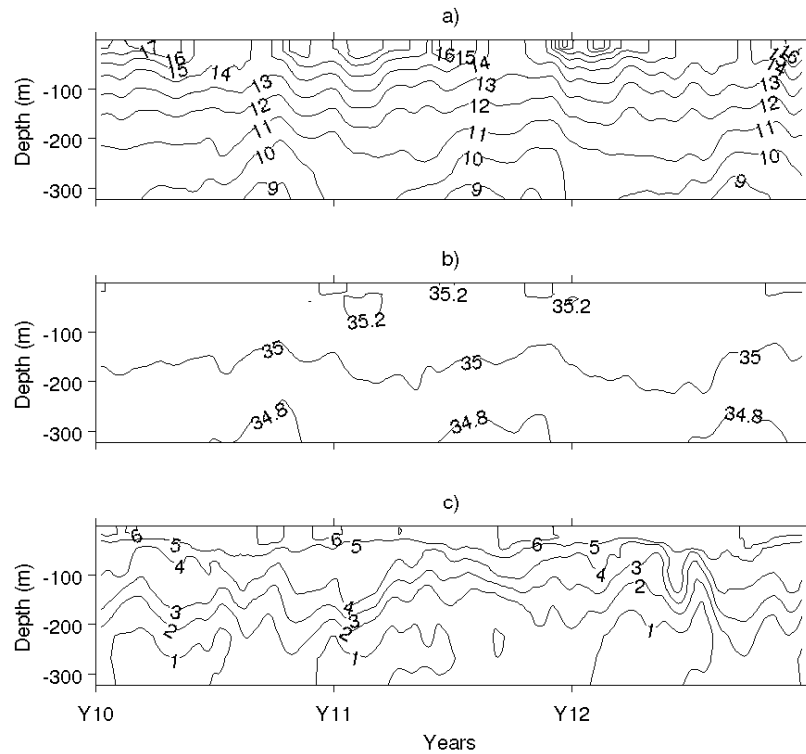


Figure 11. Temporal evolution (last 3 years of simulation) of the vertical profiles of (a) temperature ($^{\circ}\text{C}$), (b) salinity, and (c) oxygen ($\text{ml O}_2 \text{ l}^{-1}$) at 23°S - 14°E (Walvis Bay mooring).

4.3 Chlorophyll-*a* and total primary production

Simulated surface Chl-*a* are around $0.25 \text{ mg Chl m}^{-3}$ offshore, being higher than those derived from SeaWiFS sensor ($0.2 \text{ mg Chl m}^{-3}$; Fig. 12). Chl-*a* increase up to 10 mg Chl m^{-3} at the coast (Fig. 12) in the model, in agreement with satellite data. High coastal simulated Chl-*a* exhibit a larger extension in the southern part of the studied domain, while they stay close to the coast in the northern part. On both data sets (satellite and simulated data), the onshore-offshore gradient is stronger in the southern part of the domain, while it is more diffusive in the northern part. The simulated Chl-*a* is now compared with the annual WOA climatology (2001; Conkright et al., 2002) along three vertical sections (21.5°S , 23.5°S , and 25.5°S ; Fig. 13) in order to evaluate the performance of the modeling experiment in reproducing the vertical distribution. At 100-m depth, simulated and *in-situ* Chl-*a* are lower than $0.2 \text{ mg Chl m}^{-3}$. Maximum Chl-*a* are observed between the surface and 40-50 m depth in both data sets. At 21.5°S and 23.5°S , simulated Chl-*a* are lower than *in-situ* data in the surface layer; high simulated Chl-*a* are confined close to the coast. As the resolution of the WOA climatology

(2001; Conkright et al., 2002) is too coarse, we used *in-situ* data from the Galathea and AMT 6 cruises to evaluate the simulated distribution of Chl-*a*.

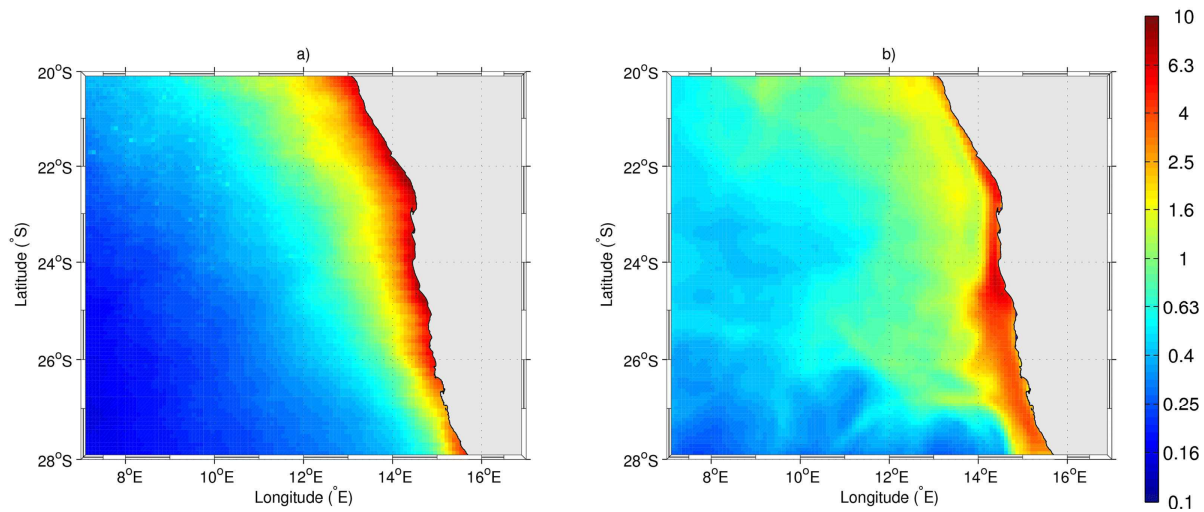


Figure 12. Annual mean of Chl-*a* (mg Chl m^{-3}) from (a) SeaWiFS sensor and (b) the coupled model.

Concerning the Galathea cruise (October 2006), three values of Chl-*a* in Walvis Bay (St. 6.7, in the middle of the domain) are available: one estimation at 10-m depth ($1.16 \text{ mg Chl m}^{-3}$), another at 75-m depth ($0.14 \text{ mg Chl m}^{-3}$), and a value integrated over the first 71-m depth ($57.8 \text{ mg Chl m}^{-2}$). At the same location and same depths, simulated Chl-*a* are equal to $1.5 \text{ mg Chl m}^{-3}$, $0.2 \text{ mg Chl m}^{-3}$, and $69.5 \text{ mg Chl m}^{-2}$, respectively, so in close agreement with measurements. During the AMT 6 cruise in May 1998, vertical profiles of Chl-*a* were estimated by four different sources (E. Fernandez, P. Holligan, R. Barlow, and the British Oceanographic Data Center; Barlow et al., 2002, 2004) at three stations situated in the middle of our domain (St. 14, 15, and 16; Fig. 14). Vertical profiles of simulated Chl-*a* are within the different estimations. The sub-surface maximum (between 10 and 40 m) observed at St. 15 is well represented by the model with Chl-*a* reaching $1.4 \text{ mg Chl m}^{-3}$. At 62-m depth (St. 15), observed Chl-*a* are between 0.43 and $0.81 \text{ mg Chl m}^{-3}$, and simulated concentration is equal to $0.4 \text{ mg Chl m}^{-3}$. The vertical structures as well as the range of the simulated Chl-*a* are quite in agreement with the few available data.

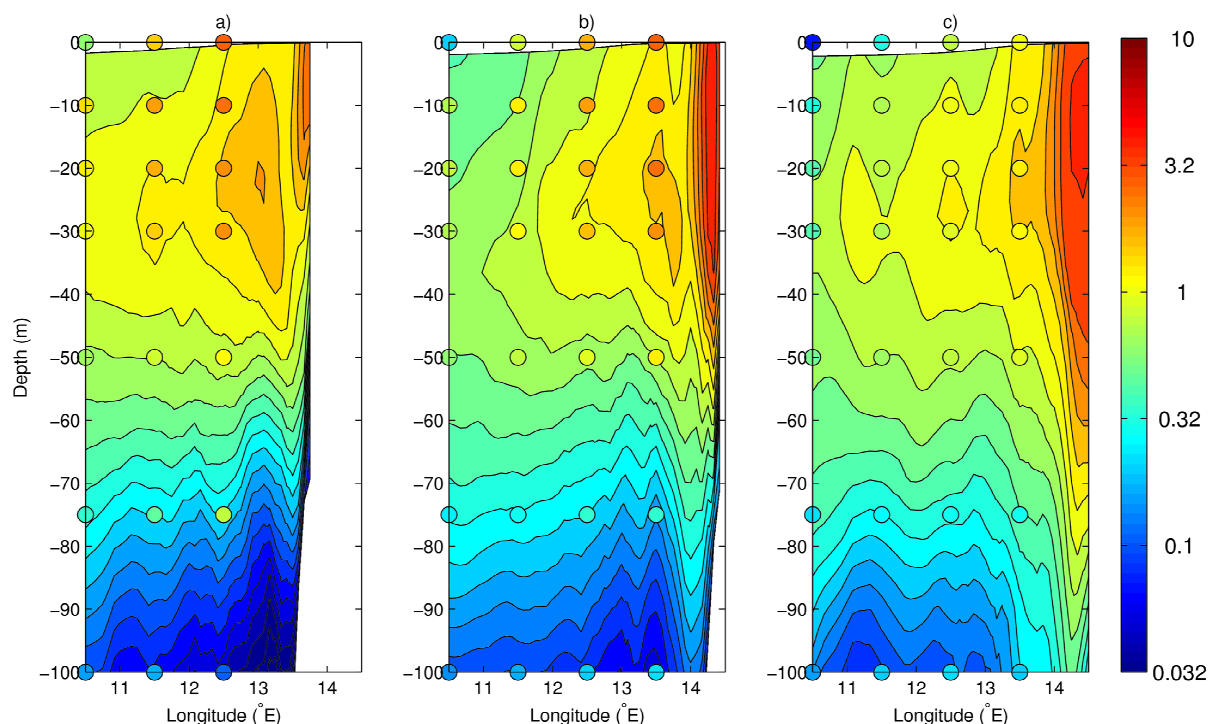


Figure 13. Annual mean of simulated Chl-*a* (mg Chl m^{-3}) at (a) 21.5°S , (b) 23.5°S , and (c) 25.5°S . Chl-*a* from Annual WOA climatology (2001; Conkright et al., 2002) are overlaid using the same color bar as the simulated fields.

On average over the year and the domain, the nanophytoplankton contribution to total simulated Chl-*a* represents 45% but exhibits an important spatial variability. In the open ocean, the contribution of nanophytoplankton is significant (50-70% of total Chl-*a*), while the microphytoplankton clearly dominates (80-100% of total Chl-*a*) along the coast. Based on satellite observations, Silio-Calzada et al. (2008) estimated that 39% of the total Chl-*a* are represented by nanophytoplankton on annual mean and over the same domain. This plankton community contributes to 50% in the open ocean and less than 20% along the coast. The model is in agreement with those satellite estimations. Silio-Calzada et al. (2008) also assessed that 24% of the total Chl-*a* are due to picophytoplankton in the Namibian ecosystem, with an increasing contribution as we move off the coast. In the eastern part of the domain, picophytoplankton contributes to 40% of total Chl-*a*. This phytoplankton population is not taken into account in BioEBUS, so its contribution is partitioned between diatoms and flagellates. However, results from Silio-Calzada et al. (2008) should be taken with caution since their algorithm has not been validated with *in-situ* data in the BUS.

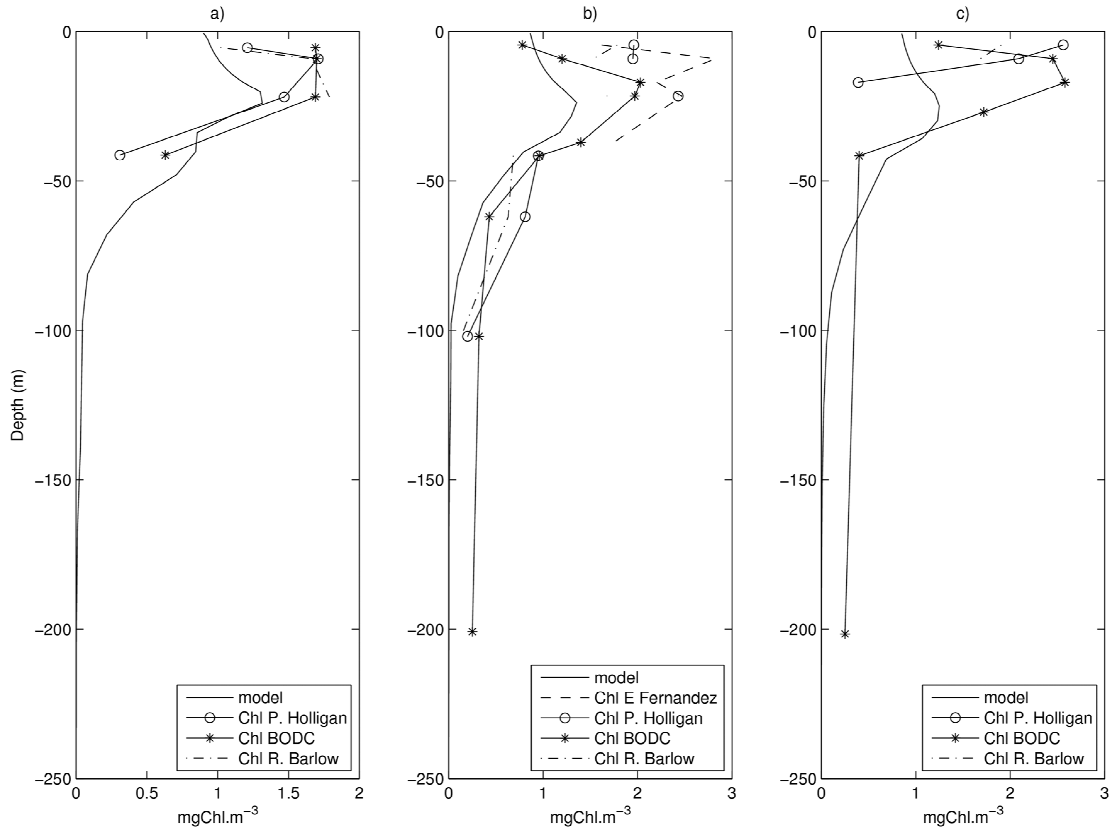


Figure 14. Vertical profiles of Chl-a (mg Chl m^{-3}) at stations 14 (a), 15 (b), and 16 (c). The black solid line represents the simulated field (averaged climatological month of May). The other black lines represent the estimations made during the AMT 6 cruise, in May 1998, from four different sources (E. Fernandez for the dashed line, P. Holligan for the circles, the British Oceanographic Data Center for the stars, and R. Barlow for the dashed-dotted line).

Simulated total primary production is now compared with the BENEFIT data from Barlow et al. (2009). During summer (February-March), simulated total primary production integrated over the euphotic zone reaches $6 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ near the coast. In winter (June-July), it reaches $3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ near the coast. In our modeling experiment, the Namibian system appears to be twice more productive in summer than in winter. Along the Namibian coast, Barlow et al. (2009) estimated total primary production between 0.39 and $8.83 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ during February-March 2002, and between 0.14 and $2.26 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ during June-July 1999. Spatial variations are important. For example, between St. FM18, FM19 and FM20 (located close to the coast; see Fig. 1 in Barlow et al., 2009), primary production varies from 1.5 to $6.7 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ during summer 2002. At St. FM 24 located more offshore, primary production was measured at $2 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, the model giving the same value for this location. Simulated total primary productions are within the range of values estimated by Barlow et al. (2009) for summer time, but are much higher than those measured during winter 1999. But one should notice that 1999 was a particular year since a Benguela Niño event occurred in April (Mohrholz et al., 2004). The Benguela Niño event is characterized by an abnormal southern position of the Angola-Benguela frontal zone, leading to a surface warming of the south-west African coastal waters. These positive SST anomalies can remain some months (Shannon et al., 1986). Therefore the

upwelling of nutrient-rich waters decreases and primary production is lower than usual for some time. Siegfried et al. (1990) reported that during previous Benguela Niño events, primary productivity has been reduced by more than two thirds.

During the AMT 6 cruise in May 1998 (Aiken, 1998; Aiken and Bale, 2000; Aiken et al., 2000), total primary production was estimated at three stations within our studied area. Simulated and *in-situ* total primary productions were integrated over the euphotic zone as Barlow et al. (2009) (simulated euphotic zone is between 20 and 37-m depth at the three studied stations). At St. 12, the simulated primary production is higher ($3.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) than *in-situ* primary production ($1.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). At St. 15 (St. 18), simulated and *in-situ* values are similar, with 3.3 ($3.55 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) and $3.26 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($3.32 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), respectively. At the three stations, the surface primary production is higher than *in-situ* data, the difference decreases until ~ 25 -m depth. Below this limit, simulated and *in-situ* estimations of primary production are similar, and they are close to 0 at 50-m depth.

Spatio-temporal variability of primary production is pretty well captured in our modeling experiment even if direct comparisons are difficult to analyze in such a dynamic environment.

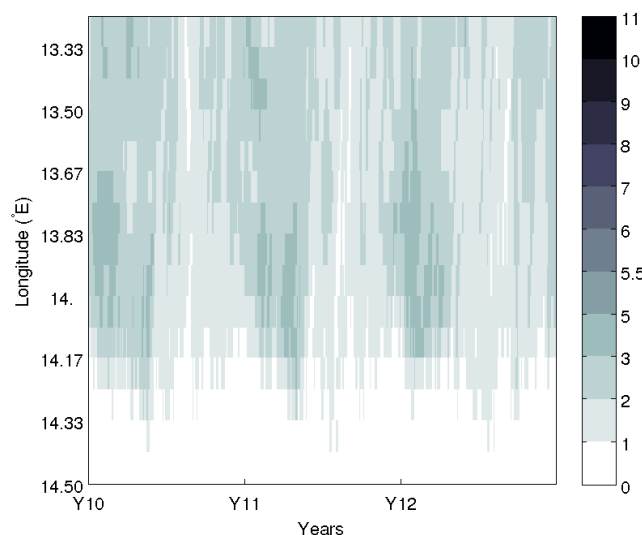


Figure 15. Copepod abundance (10^5 no m^{-2}) integrated over the first 200 m at 23°S , for the last 3 years of the simulation.

4.4 Zooplankton and DON

The temporal evolution of simulated copepod (mesozooplankton: large zooplankton or Z_L in the model) abundance (number of individuals per m^2 : no m^{-2}) at 23°S is compared with *in-situ* data from Kreiner and Ayon (2008) (Fig. 15). Integrated over 200-m depth, *in-situ* data between 2000 and 2007 present an important interannual variability. However, the maximum abundance is usually observed during the first part of the year (summer - early fall, with 1.10^5 to 7.10^5 no m^{-2}) and is located between 10 (14.2°E) and 50 nautical miles (13.5°E) off the coast (Kreiner and Ayon, 2008). To compare with the same units as Kreiner and Ayon (2008), we used a mean dry weight of individual animal of $40.75 \text{ } \mu\text{g}$ for each individual. It

corresponds to a mean dry mass for *Calanoides Carinatus* (juvenile, and adult stages) as estimated by Huggett et al. (2009), a major copepod species in the Namibian system. Biomass was converted in terms of carbon by assuming that 40% of the dry weight was carbon (Peterson et al., 1990). The C/N ratio of 5.36 used for mesozooplankton biomass comes from AMT 6 (Aiken, 1998; Aiken and Bale, 2000; Aiken et al., 2000) estimations in this area. As shown in Fig. 15, the model simulates a maximum of copepod abundance during summer - early fall, situated at the same distance from the coast as *in-situ* data. Each year of the climatological simulation, the simulated copepod abundance varies between 1.10^5 and 5.10^5 no m^{-2} .

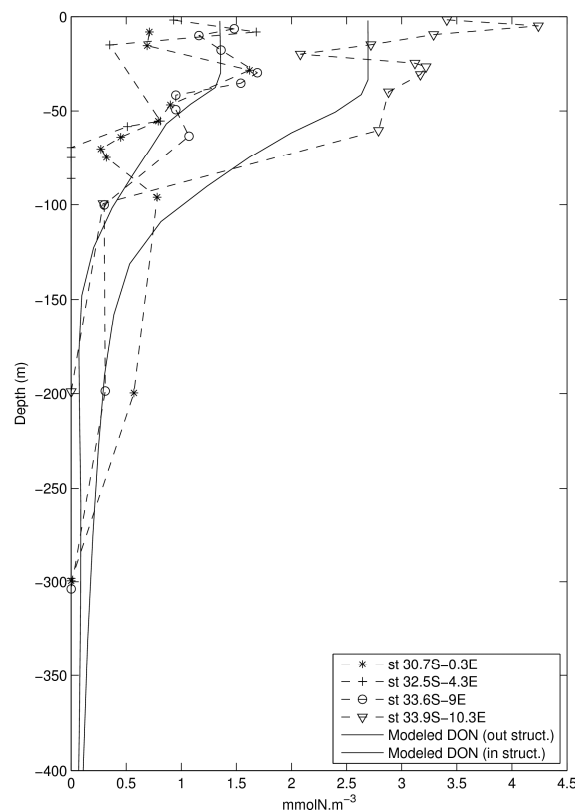


Figure 16. Semi-labile DON concentrations (mmol N m^{-3}) estimated at four stations in the open ocean during the AMT 17 cruise (profiles with dashed lines), in November 2005, and estimated from the coupled model (solid lines), for an averaged climatological month of November. Simulated vertical profiles were taken in the open ocean, one in a physical structure (filament; in struct. on the plot) and the other outside of this structure (out struct. on the plot).

During AMT 6 cruise, zooplankton was estimated at three stations (St. 15, 12, and 7; see Fig. 4). Data from different size classes (200-500 μm , 500-1000 μm , 1000-2000 μm , >2000 μm) were integrated over 200-m depth except for St. 12 where integration were performed over 100-m depth. To compare with our simulation, we only take into account the fraction comprised between 200 and 2000 μm , usually considered as mesozooplankton (copepods in the model). During the cruise, mesozooplankton was estimated at a value of $796.5 \text{ mg N m}^{-2}$ at St. 15, $2204.6 \text{ mg N m}^{-2}$ at St. 12, and $357.5 \text{ mg N m}^{-2}$ at St. 7. For the same climatological

month and the same locations, the simulated concentrations are around 750, 200, and 150 mg N m⁻². At St. 15, simulated and *in-situ* concentrations have similar values. At St. 12 and 7, simulated concentrations are much lower than *in-situ* data maybe due to *in-situ* sampling collected in an enriched structure (filament, eddy). Indeed, if we do not take the value at exactly the same location, but in a physical structure, simulated mesozooplankton concentrations can reach 1100 mg N m⁻². This range of value comes closer to the *in-situ* observations.

Simulated semi-labile DON is compared with data from the AMT 17 cruise conducted in November 2005 (Holligan, 2005). This cruise did not cross the Namibian upwelling system but crossed the offshore region of the Southern Benguela upwelling system. No other estimation of DON is available at our knowledge. To estimate the semi-labile part of *in-situ* DON measurements, we assumed the deepest value for each station as refractory DON, and we removed this refractory part (assumed constant with depth) of the vertical profile of DON. Simulated vertical profiles of semi-labile DON concentrations were taken offshore, one in a physical structure (a filament) and another one outside of this structure (Fig. 16). Simulated and *in-situ* profiles are not directly comparable but *in-situ* concentrations give an indication on the profiles we can expect to find offshore of our domain. Simulated DON concentrations are within the range of *in-situ* concentrations (Fig. 16). The three eastern stations of AMT 17 seem to be out off a physical structure, while the station at 33.9°S - 10.3°E could be in a filament or an eddy.

4.5 N₂O distribution

In Fig. 17, the vertical sections of temperature, salinity, and oxygen concentrations off Walvis Bay derived from modeled fields show the signature of an upwelling event due to intense alongshore winds. A similar situation was observed during the FRS Africana cruise in December 2009 as strong winds lead to upwelling of oxygen-depleted subsurface waters intersecting the surface within a narrow strip (15 - 20 nm) along the coast around Walvis Bay (Mohrholz et al, 2009 in Cruise Report from Ekau and Verheye, 2009).

In-situ N₂O concentrations reached up to approximately 40 nmol N₂O l⁻¹ in oxygen-depleted waters in the water column onto the shelf, and at the shelf break near the water-sediment interface and tend to decrease with increasing O₂ concentrations (Fig. 17c and 17d). Simulated N₂O concentrations have similar values as compared to data for waters with O₂ concentrations above 2.6 ml O₂ l⁻¹ (Fig. 17c and 17d). For lower O₂ concentrations, simulated N₂O concentrations are underestimated as compared to measured ones, with a maximum of 20 nmol N₂O l⁻¹ over the shelf and shelf-break (Fig. 17d). The parameterization used in BioEBUS (see Appendix A) from Nevison et al. (2003) only takes into account N₂O formation associated with oxygen consumption during nitrification process. A more complex parameterization from Freing et al. (2009) will probably improve results for the N₂O distribution in the whole ocean including OMZ. This parameterization will be implemented and tested in BioEBUS in a future work.

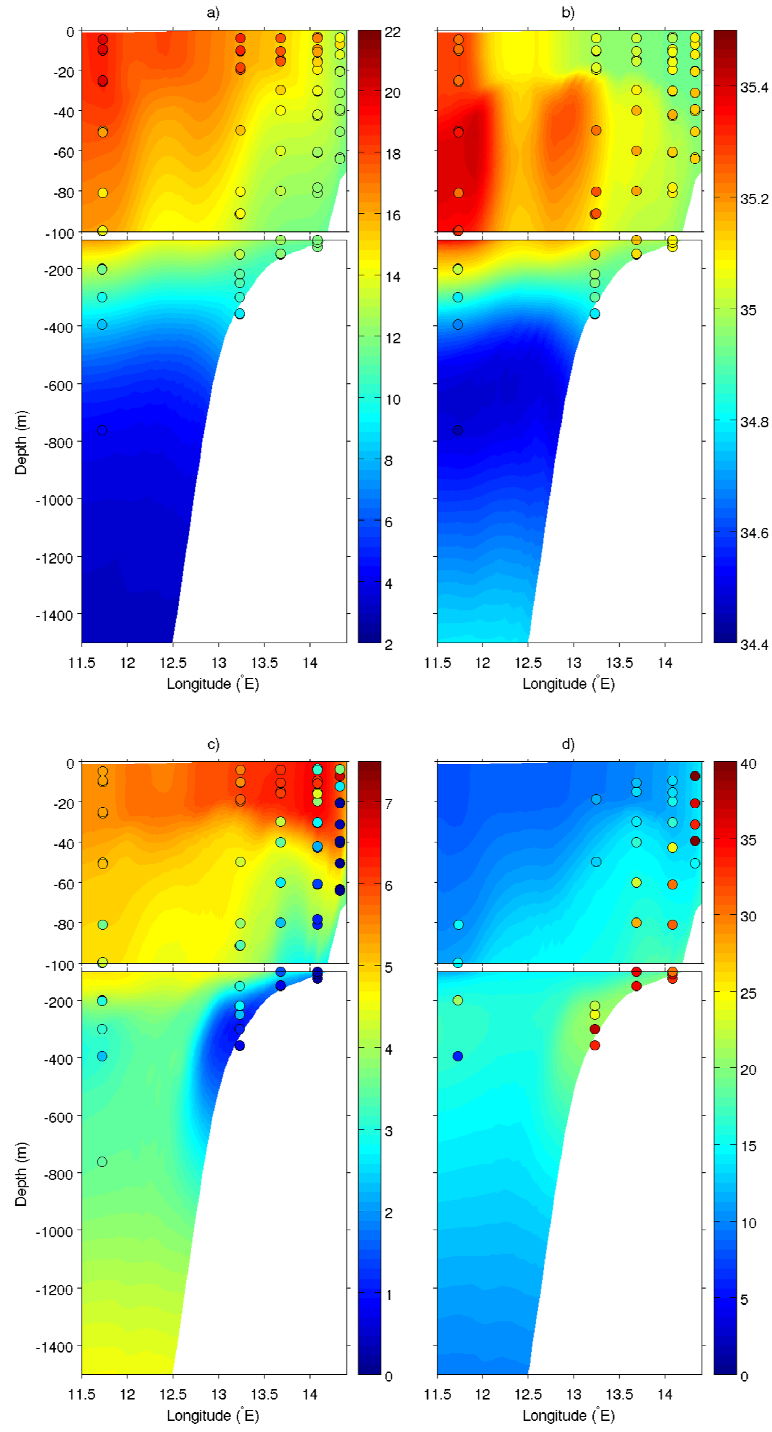


Figure 17. (a) Temperature (°C), (b) salinity, (c) oxygen (ml O₂ l⁻¹), and (d) nitrous oxide (nmol N₂O l⁻¹) concentrations estimated with the coupled model at 23°S. Colored circles for the FRS Africana (December 2009) data are overlaid on the modeled fields using the same color bar as the modeled fields.

5. Nitrogen budget in the Walvis Bay area: nitrogen transfers and air-sea N₂O fluxes

The nitrogen (N) budget is performed around Walvis Bay between 22°S and 24°S and from the coast to 12.5°E. Walvis Bay is chosen because the OMZ is well developed in this area (Mohrholz et al., 2008; Monteiro et al., 2008). To understand the horizontal and vertical transfers of N from the coast to the open ocean, the studied area is divided in two sub-domains: the coastal domain which represents the continental shelf from the coast to the 200-m isobath and the continental slope domain which is considered to be situated between the 200-m isobath and the 2500-m isobath. These two sub-domains are divided in three layers: the surface layer down to 100-m depth (maximum depth of the mixed layer in the ocean in austral winter); the intermediate layer between 100 and 600-m depth where the OMZ is located; and the oxic bottom layer between 600 and 5000-m depth. Note that the volume of each sub-domain is different, and then integrated fluxes (in 10^{10} mol N yr⁻¹) presented in Fig. 18 and 19 cannot be directly compared from a sub-domain to the other. In the following, the area called "entire Walvis Bay domain" corresponds to 22°S-24°S, from the coast to 10°E. For comparisons with other studies, we took a C/N Redfield ratio (106/16; Redfield et al., 1963) for the conversion of fluxes from nitrogen to carbon.

5.1 Physical forcing and associated export

As shown in Fig. 18, two main areas of upwelling are found. Nitrate-rich SACW waters upwell over the slope ($17.7 \cdot 10^{10}$ mol N yr⁻¹) at 100-m depth: $8 \cdot 10^{10}$ mol N yr⁻¹ are upwelled at 50-m depth, $5.9 \cdot 10^{10}$ mol N yr⁻¹ advected onshore between 50 and 100 m and, and $8.6 \cdot 10^{10}$ mol N yr⁻¹ advected offshore between 50 and 100-m depth. Above the continental shelf off Walvis Bay area, $6.5 \cdot 10^{10}$ mol N yr⁻¹ upwell at 50-m depth. Then, the Ekman transport advects nitrate enriched waters offshore between 0 and 50-m depth: $9.2 \cdot 10^{10}$ mol N yr⁻¹ are advected between the continental shelf and the slope sub-domains, $16.8 \cdot 10^{10}$ mol N yr⁻¹ between the slope sub-domain and the open ocean. The alongshore Benguela current also advects nutrient-rich waters from the Lüderitz upwelling cell to the Northern Benguela system. As expected, the meridional advection due to the coastal Benguela current between 0 and 100-m depth has the most important contribution on the continental shelf ($9.6 + 2.7 = +12.3 \cdot 10^{10}$ mol N yr⁻¹) and decreases with distance to the coast ($5.3 + 3.5 = +8.8 \cdot 10^{10}$ mol N yr⁻¹ on the slope). In the coastal domain, the meridional advection of the Benguela current represents the main contribution for sustaining primary production (between 0 and 100-m depth). From the surface to 100-m depth, zonal advection exports nitrates ($9.2 - 5.9 = 3.3 \cdot 10^{10}$ mol N yr⁻¹) offshore from the coast to the slope sub-domain, $25.4 (= 16.8 + 8.6) \cdot 10^{10}$ mol N yr⁻¹ from the slope sub-domain to the open ocean (Fig. 18).

Between 100 and 600-m depth, inshore zonal current advects nitrate enriched waters with an inshore decreasing contribution. At this depth range over the slope, the poleward undercurrent below the Benguela current advects nitrate enriched waters southward and represents a sink for the studied area with a maximum value over the continental slope.

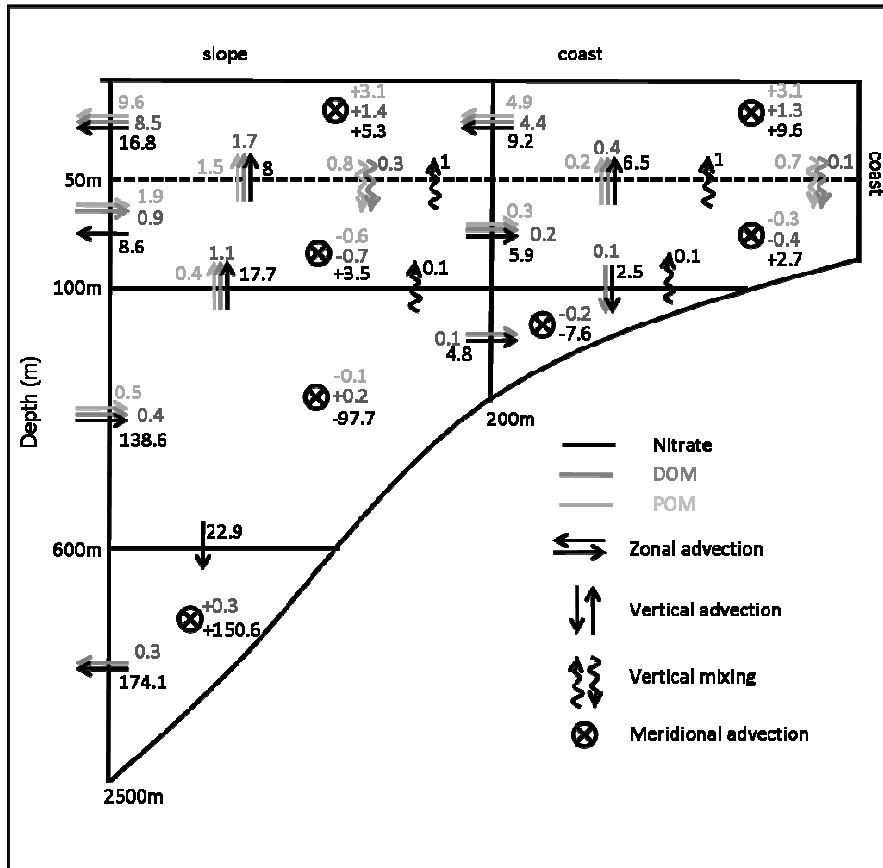


Figure 18. Annual nitrogen budget performed around Walvis Bay (between 22°S and 24°S) for physical fluxes for nitrates (black arrow), DOM (dark gray), and POM (light gray). Integrated fluxes are in 10^{10} mol N yr⁻¹. Fluxes lower than 10^7 mol N yr⁻¹ are not reported on the figure. Horizontal (vertical) arrows represent the zonal (vertical) advection, wavy arrows the vertical mixing, and cross-circles the meridional advection.

5.2 Primary and secondary productions

Diatom biomass contributes to 99.2% of total primary production along the continental shelf, and 92% along the continental slope. Total primary production is largely sustained by nitrates: nitrates contribute to 87.7% of total primary production along the continental shelf and 80.8% along the slope. Primary production due to ammonium is not negligible and explains 11.9% of total primary production on the shelf and 17.9% on the slope. By contrast, primary production based on nitrite is weak; it only contributes to 0.4% of total primary production on the coast and 1.3% on the slope, due to a fast nitrification process and a very active upwelling.

In our study, total primary production estimated around Walvis Bay is equal to $15.5 \cdot 10^2$ g C m⁻² yr⁻¹ over the continental shelf and $11.1 \cdot 10^2$ g C m⁻² yr⁻¹ over the slope domain. In the BUS, annual primary production has been estimated at $7.6 \cdot 10^2$ g C m⁻² yr⁻¹ by Ware (1992), $9.5 \cdot 10^2$ g C m⁻² yr⁻¹ by Carr (2002), $5.1 \pm 0.6 \cdot 10^2$ g C m⁻² yr⁻¹ based on the AMT data by Tilstone et al. (2009), and from $3.7 \cdot 10^2$ up to $9.5 \cdot 10^2$ g C m⁻² yr⁻¹ using satellite primary production models (Tilstone et al., 2009). Brown et al. (1991) estimated the primary production in the Northern Benguela system at $4.3 \cdot 10^2$ g C m⁻² yr⁻¹ inshore the 500-m isobath. Our estimation over the entire Walvis Bay domain is $10 \cdot 10^2$ g C m⁻² yr⁻¹, so higher than the

estimation made by Brown et al. (1991) for the Northern Benguela system, and closer to the estimation made by Carr (2002) and Tilstone et al. (2009) using primary production models based on satellite observations. This observation is not surprising as the primary production in the Northern Benguela system for latitudes between 20°S and 18°S are lower than the primary production around Walvis Bay which represents a very productive area as compared to other regions of the BUS.

Secondary production (or total grazing) includes grazing of phytoplankton (flagellates and diatoms) by zooplankton (ciliates and copepods) and grazing of ciliates by copepods. Over the continental shelf, 42% of total grazing is due to copepods, 87% of it being upon diatoms. Over the slope, copepods explain 60.2% of total grazing, and 79.6% is effectuated upon diatoms. Over the entire Walvis Bay domain, net assimilated grazing flux is estimated at $2.8 \cdot 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Monteiro (2010) estimated the food web consumption term at $10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in the Northern Benguela system. Simulated zooplankton consumption is higher ($\times 2.8$) than those estimated by Monteiro (2010). As for primary production, the analysis in our study is performed on a very productive area (around Walvis Bay) which is smaller than the one considered in Monteiro (2010).

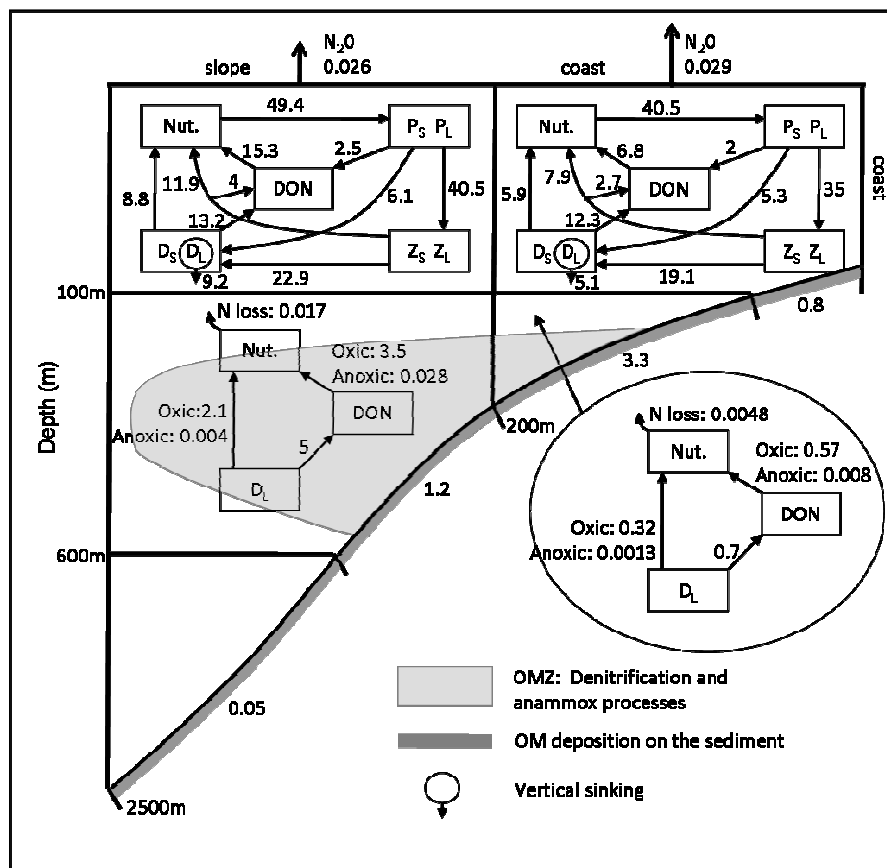


Figure 19. Annual nitrogen budget performed around Walvis Bay (between 22°S and 24°S) for biogeochemical fluxes of the BioEBUS model. Integrated fluxes are in $10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$. Fluxes lower than $10^7 \text{ mol N yr}^{-1}$ are not reported on the figure. The different compartments of BioEBUS were summarized to highlight the dominant processes in each sub-domain.

5.3 Vertical export of POM and fixed inorganic N losses by denitrification and anammox

In the surface layer (0-100 m), the high biological activity produces a large amount of detritus and DON. This OM (D_s , D_L and DON) is actively remineralized in the surface layer: $12.7 (= 5.9 + 6.8) 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ over the coast and $24.1 (= 8.8 + 15.3) 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ at the slope (Fig. 19). In the surface layer (0-100 m), an important vertical export production of PON is simulated. Large detritus is by far the main contributor to total vertical PON export: it contributes to 97.1% (or $5.1 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$) over the coast and 98.6% (or $9.2 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$) at the slope (Fig. 19). The annual mean simulated vertical PON export is equal to $2.5 \text{ mol N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (or $2 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) on the continental shelf, slightly higher than Monteiro (2010) who estimated a sinking flux of particulate organic carbon (POC) to $2 10^{13} \text{ g C yr}^{-1}$ (or $1.1 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) in the Northern Benguela system. But, the same comment as for primary production and grazing can be made here: Walvis Bay is a very productive area and is not representative of the whole Northern Benguela system.

Simulated nitrification fluxes seem in agreement with *in-situ* estimations. Indeed, Molina and Farías (2009) measured the aerobic NH_4^+ oxidation rates (1st stage of nitrification) along the vertical profile of oxygen off Northern Chile. In the upper part of the oxycline (between 15 and 30-m depth), within the euphotic layer, aerobic NH_4^+ oxidation rates were detected between 0.16 and $0.79 \mu\text{M d}^{-1}$ (or between 5.8 and $28.8 10^{-2} \text{ mol N m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$). In our modeling experiment, the two nitrification stages have a maximum between 20 and 80-m depth, with values up to 8.9 and $8.6 10^{-2} \text{ mol N m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$ for the 1st and 2nd stages of nitrification, respectively. This estimate is between the values found by Molina and Farías (2009).

In the intermediate layer (between 100 and 600-m depth), processes of remineralization (oxic and anoxic) of the OM (here: D_L and DOM; remineralization processes are between one and three order of magnitude lower for D_s than for D_L and DON in this intermediate layer) stay very active, with $0.9 (= 0.32 + 0.0013 + 0.57 + 0.008) 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ over the coast and $5.6 (= 2.1 + 0.004 + 3.5 + 0.026) 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ at the slope (Fig. 19). During remineralization processes, oxygen is consumed and low oxygen concentrations are frequently found between 100 and 600 m (intermediate layer) over the continental shelf and slope. OM remineralization due to denitrification process represents $0.03 (= 0.026 + 0.004) 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ at the slope and $0.0093 (= 0.008 + 0.0013) 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ on the coast (Fig. 19). This anaerobic remineralization associated to the anammox process contributes to a fixed inorganic N loss for the system: $4.8 10^7 \text{ mol N yr}^{-1}$ is lost on the shelf and $1.7 10^8 \text{ mol N yr}^{-1}$ on the slope (Fig. 19). In the bottom layer (between 600 m and 5000-m depth), the remaining detritus are remineralized under oxic conditions. Kuypers et al. (2005) and Lavik et al. (2009) found *in situ* values between 0.075 and $0.25 \text{ mmol N}_2 \text{ m}^{-3} \text{ d}^{-1}$, mainly near the water-sediment interface in Walvis Bay (water depth lower than 200 m) for fixed inorganic N loss associated with denitrification. We underestimated this fixed inorganic N loss with a maximum simulated value of $0.035 \text{ mmol N}_2 \text{ m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ between 22°S and 24°S . As sediment processes are not taken into account in BioEBUS, this underestimation is certainly associated with missing sediment processes. Indeed, a large fraction (1/2 to 3/4) of denitrification occur in the sediment and the other fraction in the water column (Devol, 2008). The same remark can be made for anammox process: *in situ* estimations varies between 0.01 and $0.2 \text{ mmol N}_2 \text{ m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ (Kuypers et al.,

2005; Lavik et al., 2009) while the maximum simulated value is $1.7 \cdot 10^{-4} \text{ mmol N}_2 \text{ m}^{-3} \text{ d}^{-1}$. In this modeling experiment, the anammox process is clearly underestimated as compared with *in-situ* estimations. It only generates a fixed inorganic N loss of $2 \cdot 10^5 \text{ mol N yr}^{-1}$ on the shelf and $5.6 \cdot 10^5 \text{ mol N yr}^{-1}$ on the slope. The explanation could come from the used formulation from Yakushev et al. (2007) for the anammox process which requires the simultaneous presence of NO_2^- and NH_4^+ . Indeed, NO_2^- concentrations are generally very low in the marine environment as compared to NO_3^- , as in our studied area. Recent studies argue that microbial processes could be more complex than the ones parameterized in biogeochemical models. A coupling between aerobic (nitrification) and anaerobic (anammox) NH_4^+ oxidation (Woebken et al., 2007), as shown for the Black Sea (Lam et al., 2007), could be at work, producing NO_2^- simultaneously with the consumption of this later during the anammox process. It could be of interest to take into account this coupling to correctly estimate the anammox process.

Inshore of the 600-m isobath, an important quantity of PON (principally large detritus) reaches the sediment before being remineralized. As explained in the previous section, the model does not include a sediment module; PON just accumulates on the floor artificially in the model, without further interaction with the overlying waters. The burial flux of PON in the sediment reaches $4.1 (= 3.3 + 0.8) \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ (or $1.6 \cdot 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) on the continental shelf (97.8% due to large detritus) and $1.25 (= 1.2 + 0.05) \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ (or $0.3 \cdot 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) at the slope (99.9% due to large detritus) (Fig. 19). Monteiro (2010) estimated the annual depositional loads of POC in the Northern Benguela system sediments to be $0.7 \cdot 10^{13} \text{ g C yr}^{-1}$, corresponding to a mean depositional flux rate of $0.4 \cdot 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in the organic-rich surface sediments over the continental shelf.

5.4 Nitrogen transfers and nitrogen source for the South Atlantic Subtropical Gyre

Nitrogen input into the surface layer by vertical and meridional advection is compensated by offshore and downward exports (by advection and PON vertical sedimentation) of OM. In the surface layer (0-100 m) of the coastal and slope sub-domains, total export of organic N represents $21.5 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ (which corresponds to $38.5 \cdot 10^{-3} \text{ mol N m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$). Vertical sinking of POM represents 67.4% of this export ($14.5 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ or $25.9 \cdot 10^{-3} \text{ mol N m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$); about 98% of it being channeled through the vertical sinking of large detritus. Transport of DOM explains 23.3% ($5 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ or $9 \cdot 10^{-3} \text{ mol N m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$) of N total export, and transport of POM 9.3% ($2 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ or $3.6 \cdot 10^{-3} \text{ mol N m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$). Using a 3-D idealized coastal upwelling ecosystem, Lathuilière et al. (2010) found that 19% ($497 \text{ mol N m}^{-1} \text{ d}^{-1}$, corresponding to $11 \cdot 10^{-3} \text{ mol N m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$ using a 300-km wide coastal band and 55-m depth) of total export in a coastal transition zone was due to POM transport, 25% ($654 \text{ mol N m}^{-1} \text{ d}^{-1}$ or $14.47 \cdot 10^{-3} \text{ mol N m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$) to DOM transport, and 56% ($1496 \text{ mol N m}^{-1} \text{ d}^{-1}$ or $33.09 \cdot 10^{-3} \text{ mol N m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$) to POM sedimentation. Results from our realistic model of the Namibian upwelling system are coherent with estimations from Lathuilière et al. (2010).

Monteiro (2010), using a simplified representation (a box model), estimated the total annual carbon export flux in the Northern Benguela system as the sum of the vertical export of POC ($2 \cdot 10^{13} \text{ g C yr}^{-1}$ or $1.1 \cdot 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, 77% of total carbon export) and the offshore advection of dissolved organic carbon (DOC) ($0.6 \cdot 10^{13} \text{ g C yr}^{-1}$ or $0.3 \cdot 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, 23% of total

carbon export). In our study, using the same definition as Monteiro (2010), the total simulated annual carbon export flux over the continental shelf and the slope off Walvis Bay area represents $1.8 \cdot 10^{13} \text{ g C yr}^{-1}$ ($3.1 \cdot 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$): vertical sinking of POC out of the surface layer is equal to $1.2 \cdot 10^{13} \text{ g C yr}^{-1}$ or $2 \cdot 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (65.7% of total carbon export), and offshore advection of DOC is $0.6 \cdot 10^{13} \text{ g C yr}^{-1}$ or $1.1 \cdot 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (34.3% of total carbon export). Monteiro (2010) estimated annual sedimentation fluxes of POC in the Northern Benguela system sediments and found $0.7 \cdot 10^{13} \text{ g C yr}^{-1}$ (or $0.4 \cdot 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Here, simulated sedimentation flux of POC is $0.4 \cdot 10^{13} \text{ g C yr}^{-1}$, corresponding to $0.7 \cdot 10^2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Our results are then in agreement with those obtained by Monteiro (2010).

The Walvis Bay area can be a non-negligible N source for the eastern part of the South Atlantic Subtropical Gyre. Using our coupled model, a N input of $28.7 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$ can be inferred at 10°E (western boundary of the entire Walvis Bay domain), between 22°S and 24°S , for the first 100 m of the water column. Assuming a horizontal surface for the South Atlantic Subtropical Gyre ($7.7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) equivalent as the one considered in Charria et al. (2008b) for the North Atlantic Ocean, this estimation is equivalent to $0.037 \text{ mol N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ for the entire Walvis Bay domain ($10.3 \cdot 10^4 \text{ km}^2$). Assuming the same contribution for the entire BUS (18°S to 35°S with 10° offshore, or $10.5 \cdot 10^5 \text{ km}^2$) as the entire Walvis Bay domain, the N source for the Subtropical Gyre corresponds to $0.38 \text{ mol N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. This extrapolation certainly represents an overestimation as the Walvis Bay area is a very productive area compared to the entire BUS. This last estimation has the same order of magnitude than the other possible N sources reminded in the introduction, ranging from 0.01 to $0.24 \text{ mol N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (Charria et al., 2008b). As explained in the previous Sect. 5.3, fixed inorganic N loss due to denitrification and anammox is underestimated in our estimated offshore N source from the Walvis Bay area for the eastern part of the South Atlantic Subtropical Gyre. Indeed, denitrification and anammox processes occur mainly very close to the coast and in the sediment. Sediment processes are not taken into account: these processes are mainly O_2 and NO_3 consumptions, and fixed inorganic N loss by denitrification. Moreover, the resolution of our coupled model is not fine enough on the continental shelf to really resolve biogeochemical processes very close to the coast.

5.5 Air-sea N_2O flux

Ocean-atmosphere N_2O fluxes were estimated to be equal to $+2.9 \cdot 10^8 \text{ mol N}_2\text{O yr}^{-1}$ in the coastal domain and $+2.6 \cdot 10^8 \text{ mol N}_2\text{O yr}^{-1}$ over the slope (Fig. 19). Figure 20 presents the annual mean N_2O flux at the ocean-atmosphere interface using the atmospheric convention (positive flux means an outgasing of N_2O from the ocean to the atmosphere). Fluxes are averaged in latitude over the same domain as the N budget (22°S to 24°S). In the open ocean, air-sea fluxes are weakly positive ($+0.8 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). During AMT 12 (May-June 2003) and AMT 13 (September-October 2003) cruises, air-sea N_2O fluxes were estimated over the South Atlantic Subtropical Gyre. Using Wanninkhof (1992) relationships, air-sea fluxes were $+1.3 \cdot 10^{-3}$ and $+0.4 \cdot 10^{-3} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in austral autumn and spring, respectively (Robinson et al., 2006; Forster et al., 2009). Simulated air-sea N_2O fluxes offshore, over the most western part of our studied domain, are higher than those estimated from *in-situ* measurements during AMT 12 and 13 cruises. However, the track of both cruises

was in the oligotrophic gyre (10°S to 30°S - 25°W; see the tracks on Fig. 1 from Robinson et al., 2006). Even at the most western part of our domain (5°E), conditions are not oligotrophic. Annual mean of the simulated N₂O fluxes increases up to $+7 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ close to the Namibian coast (Fig. 20). Using N₂O concentrations from the FRS Africana cruise in December 2009, we estimated air-sea N₂O fluxes along the Walvis Bay transect (23°S). Some assumptions were made. First, concentrations measured at the first bottle (between 4 and 18-m depth) are assumed to be representative of surface conditions. Secondly, the same formulation than the one in BioEBUS (see Appendix A) is used to estimate air-sea N₂O fluxes. Thirdly, we used the same wind speeds (for December) than those used to force the coupled model, deduced from the QuikSCAT monthly climatology. Estimated air-sea N₂O fluxes from FRS Africana data are overlaid on Fig. 20. The three estimations made at 13.2°E ($+2.4 \pm 0.7 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), 13.7°E ($+3 \pm 0.4 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) and 14.1°E ($+3.6 \pm 0.6 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) are in good agreement with the simulated fluxes. Close to the coast, air-sea N₂O flux from *in-situ* observations can not be estimated because of an important standard deviation for the N₂O concentrations measured in the water column at 14.3°E (see Sect. 4.5). Taking a mean value between the four measurements made in the first 20-m depth at 14.3°E, air-sea N₂O flux is estimated at $+16.8 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Close to the coast, the simulated air-sea N₂O flux reaches a maximum value of $+7 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, which is less intense than the *in-situ* estimated one. However, this later has to be taken with caution due to high standard deviations and the mean value taken over the first 20-m depth. So, simulated air-sea N₂O fluxes in the Walvis Bay area, using our coupled model, seem in reasonable agreement with estimations made with N₂O data from the FRS Africana cruise in December 2009, except close to the coast. However, it is obvious that more *in-situ* data are needed to conclude.

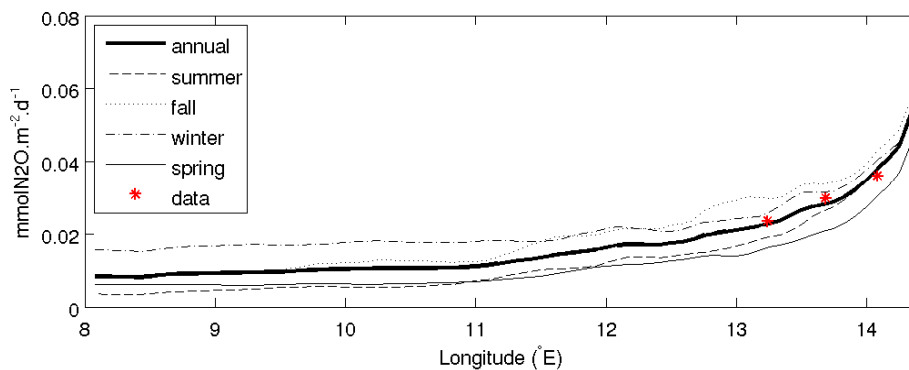


Figure 20. Annual and seasonal mean of air-sea N₂O fluxes ($\text{mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), averaged over the latitude range 22°S to 24°S (Walvis Bay area) in the Namibian upwelling system. Red stars stand for the FRS Africana (December 2009) data. Positive flux means an outgasing of N₂O from the ocean to the atmosphere.

As a few *in-situ* data are available in our studied area, we also perform comparisons with other EBUS. Four cruises and one year of monitoring off Chile provided data for determining air-sea N₂O exchanges (Paulmier et al., 2008). At the fixed station located on the continental shelf (67-m depth), estimated air-sea N₂O fluxes show great temporal variability (between September 2000 and December 2001). Values between $-1.8 \cdot 10^{-3}$ and $+0.33 \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$

have been recorded during relaxation and upwelling events, respectively. The average annual N_2O flux estimated at this station is $+4.5 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Other estimations made during cruises give an average annual N_2O flux of $+6 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Paulmier et al., 2008). Wittke et al. (2010) estimated N_2O emissions in the Mauritanian upwelling system using a simple upwelling model, *in-situ* N_2O measurements and QuikSCAT product. Air-sea N_2O fluxes are estimated up to $+17 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in the northern part of the upwelling area off Mauritania, while they do not exceed $+9 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in the southern part. N_2O emissions highlight an important seasonality driven by the wind-driven upwelling off Mauritania. Using satellite and ocean observations, and an empirical formulation adapted for the Californian coast, Lueker et al. (2003) estimated air-sea N_2O fluxes of $+11 \cdot 10^{-2} \text{ mmol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ during upwelling conditions. Coastal air-sea N_2O fluxes estimated in our study seem in agreement with these different estimations obtained for other EBUS.

We now compare the mean simulated N_2O emissions off Walvis Bay area with estimations made in other coastal upwelling regions. As coastal upwelling areas studied in Nevison et al. (2004) do not extend more than 100 km offshore, we just use the mean N_2O emissions of the coastal domain off Walvis Bay (22°S to 24°S ; from the coast to 200-m isobath, so around 100 km offshore) to be coherent for this comparison. For the coastal domain off Walvis Bay ($2.1 \cdot 10^4 \text{ km}^2$), ocean-atmosphere N_2O fluxes were estimated to be $+2.9 \cdot 10^8 \text{ mol N}_2\text{O yr}^{-1}$ (Fig. 19) or $+8.1 \text{ Gg N yr}^{-1}$. This small domain does not represent more than 1.2% of the world's major eastern boundary regions ($1.75 \cdot 10^6 \text{ km}^2$; Nevison et al., 2004), however its N_2O emissions contribute to 4% of the emissions in the eastern boundary regions ($+200 \pm 0.140 \text{ Gg N yr}^{-1}$; Nevison et al., 2004), and to 0.2% of the global ocean emission ($+3.8 \text{ Tg N yr}^{-1}$; Nevison et al., 2003, 2004). For comparison, Nevison et al. (2004) estimated $+16 \text{ Gg N yr}^{-1}$ (8% of the global N_2O upwelling emissions) for the South-West Africa area ($5^\circ\text{S} - 30^\circ\text{S}$: $1.9 \cdot 10^5 \text{ km}^2$, or 10.9% of the global coastal upwelling). Dividing by the surface of each area, the coastal domain off Walvis Bay ($2.1 \cdot 10^4 \text{ km}^2$) studied here emits $38.5 \cdot 10^{-2} \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, while the South-West Africa area ($1.9 \cdot 10^5 \text{ km}^2$) from Nevison et al. (2004) emits $8.4 \cdot 10^{-2} \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Other coastal upwelling areas (see Table 2 from Nevison et al., 2004) emit between 6.3 and $16.4 \cdot 10^{-2} \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. However, as mentioned by Wittke et al. (2010), Nevison et al. (2004) overestimate the air-sea N_2O fluxes due to the gas transfer velocity and the empirical relationships used in their study. As we used the same gas transfer velocity from Wanninkhof (1992) than Nevison et al. (2004), even if the relationships used for the gas exchange overestimates the air-sea N_2O fluxes, the Walvis Bay area stays an important area of emission as compared to other coastal upwellings. Therefore, even if the Walvis Bay area only contributes to 1.2% of the world's major eastern boundary regions, its N_2O emissions are noticeable for these regions.

6. Conclusion

A coupled physical/biogeochemical model (ROMS/BioEBUS) has been developed for the Namibian upwelling system. It takes into account the main planktonic communities and their specificities, a detailed description of the microbial loop, small and large particulate

compartments, a DON compartment, and an oxygen equation for oxygen-dependent microbial processes. A simple module has been used to estimate the N_2O production and calculate the N_2O fluxes at the air-sea interface. Simulated fields were compared with different types of data available in the studied area. The model correctly represents the climatological fields as compared with CARS databases (2006 and 2009) and WOA climatology (2001; Conkright et al., 2002). Our climatological configuration obviously underestimates the important interannual variability of the Namibian upwelling system that is observed in *in-situ* data. In future works, the coupled physical/biogeochemical model will be run using the interannual forcing to catch this interannual variability. Vertical gradients of simulated fields give satisfying results, except oxygen concentrations near the water-sediment interface over the continental shelf. This problem will be resolved by the addition of a sediment module that will take into account oxygen consumption by degradation processes at the water-sediment interface. Along the Namibian continental shelf, degradation of OM in the upper sediments is very active since an important part of OM falls within the water column and accumulates in the upper sediments before being remineralized.

This coupled model allowed us to estimate the N transfers from the coast to the open ocean, the N export under the surface layer, and the nitrogen (N_2O) exchange at the ocean-atmosphere interface in the Namibian upwelling system, and more especially in the Walvis Bay area (between 22°S and 24°S). In the surface layer (0-100 m) of the coastal and slope sub-domains, primary production is sustained by advection of nitrates: mainly by horizontal advection in the coastal domain, and mainly by upwelling in the slope domain. Over the coastal domain (0-100 m), 32.4% of total OM export is due to DOM export ($3.4 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$), 18.1% due to POM export ($1.9 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$), and 49.5% due to vertical sinking of POM below 100-m depth ($5.2 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$). The slope also represents a net loss of fixed inorganic N, advection processes export 14.4% of DOM ($1.6 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$), 1.8% is exported by advection in form of POM ($0.2 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$), and vertical sinking of POM contributes to 83.8% ($9.3 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$). Denitrification and anammox processes take place in the intermediate layer (between 100 and 600-m depth) over the continental shelf and slope. These anoxic processes contribute to the loss of fixed inorganic N ($2.2 \cdot 10^8 \text{ mol N yr}^{-1}$) over the continental shelf and the slope. This flux is relatively weak compared to other horizontal, vertical and biogeochemical fluxes, including the air-sea N_2O fluxes. However, since the O_2 is not yet well represented near the bottom of the water column, the biogeochemical fixed inorganic N loss could be greatly underestimated, suggesting the importance of including a sediment module to represent the biogeochemistry of this wide shelf Namibian system. Indeed, an important quantity of OM is sequestered in the upper sediments of the Walvis Bay area. 78.8% ($4.1 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$) of POM sinking vertically at 100-m depth is sequestered on the shelf sediment while only 14% ($1.3 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$, mainly above 600-m depth) of POM reaches the sediment without being remineralized on the slope. As compared with previous studies (Monteiro, 2010; Lathuilière et al., 2010), our modeling experiment provides similar results.

The N export at 10°E is non-negligible ($28.7 \cdot 10^{10} \text{ mol N yr}^{-1}$) for the first 100-m depth. An extrapolation to the entire BUS would imply a significant contribution of the upwelling region for sustaining primary production in the Subtropical Gyre. In a future work, the estimation will be made using a configuration of the entire BUS.

The Walvis Bay area is also an area where N₂O is outgazed to the atmosphere. Estimated fluxes in our study have the same order of magnitude than fluxes estimated off Walvis Bay during the FRS Africana cruise in December 2009, and fluxes estimated in other EBUS. The coastal domain off Walvis Bay considered in our study does not represent more than 1.2% of the global coastal upwelling, however a simple parameterization shows that its N₂O emissions (8.1 Gg N yr⁻¹) could contribute to 4% of the global N₂O upwelling emissions, and to 0.2% of global ocean N₂O emission. So, estimated emissions off Walvis Bay represent a significant area of N₂O emissions for the South-West Africa region, and compared with other coastal upwelling areas. The N₂O oceanic cycle deserves to be studied and better understood. Its parameterization in global models has to be improved in order to better estimate the response of the global ocean to present and future climatic changes, taking into account oxygen minimum zones, especially in Eastern Boundary Upwelling Systems.

In future works, ameliorations will be made in BioEBUS to improve the microbial loop and better estimate the fixed inorganic N loss due to denitrification and anammox processes, and the N₂O production in suboxic conditions. In order to better simulate very low O₂ concentrations on the continental shelf and fixed inorganic N loss by denitrification, a sediment module will be added to BioEBUS. In this area where suboxic conditions are frequent, the N₂O parameterization has to take into account N₂O formation process associated with suboxic processes. The parameterization from Freing et al. (2009) will probably improve results for the N₂O distribution in the OMZ. Finally, microbial processes, with a coupling between aerobic and anaerobic NH₄⁺ oxidation, could be of interest to better quantify the anammox process in the BioEBUS model. More studies are needed to better understand the N cycle in OMZ and improve the representation of the associated processes in coupled physical/biogeochemical models.

Appendix A: Formulation of the Source-Minus-Sink (SMS) terms of the BioEBUS model

The model contains 12 state variables (Table 1). The formulation of the SMS terms for each of the biogeochemical tracers, with parameter values (Table 2), is given by:

$$SMS(P_S) = (1 - \varepsilon_{P_S}) \cdot J_{P_S}(PAR, T, N) \cdot [P_S] - G_{Z_S}^{P_S} \cdot [Z_S] - G_{Z_L}^{P_S} \cdot [Z_L] - \mu_{P_S} \cdot [P_S] \quad (A1)$$

$$SMS(P_L) = (1 - \varepsilon_{P_L}) \cdot J_{P_L}(PAR, T, N) \cdot [P_L] - G_{Z_S}^{P_L} \cdot [Z_S] - G_{Z_L}^{P_L} \cdot [Z_L] - \mu_{P_L} \cdot [P_L] + L_{VS} \quad (A2)$$

$$SMS(Z_S) = f1_{Z_S} \cdot (G_{Z_S}^{P_S} + G_{Z_S}^{P_L}) \cdot [Z_S] - G_{Z_L}^{Z_S} \cdot [Z_L] - \gamma_{Z_S} \cdot [Z_S] - \mu_{Z_S} \cdot [Z_S]^2 \quad (A3)$$

$$SMS(Z_L) = f1_{Z_L} \cdot (G_{Z_L}^{P_S} + G_{Z_L}^{P_L} + G_{Z_L}^{Z_S}) \cdot [Z_L] - \gamma_{Z_L} \cdot [Z_L] - \mu_{Z_L} \cdot [Z_L]^2 \quad (A4)$$

$$SMS(D_S) = (1 - f1_{Z_S}) \cdot (G_{Z_S}^{P_S} + G_{Z_S}^{P_L}) \cdot [Z_S] + \mu_{P_S} \cdot [P_S] + \mu_{P_L} \cdot [P_L] + \mu_{Z_S} \cdot [Z_S]^2 - \mu_{D_S} \cdot [D_S] - remD_S + L_{VS} \quad (A5)$$

$$SMS(D_L) = (1 - f_{1_{Z_L}}).(G_{Z_L}^{P_S} + G_{Z_L}^{P_L} + G_{Z_L}^{Z_S}).[Z_L] + \mu_{Z_L}.[Z_L]^2 - \mu_{D_L}.[D_L] - remD_L + L_{VS} \quad (A6)$$

$$SMS(DON) = \varepsilon_{P_S} J_{P_S}(PAR, T, N).[P_S] + \varepsilon_{P_L} J_{P_L}(PAR, T, N).[P_L] + f_{2_{Z_S}}.\gamma_{Z_S}.[Z_S] + f_{2_{Z_L}}.\gamma_{Z_L}.[Z_L] + \mu_{D_S}.[D_S] + \mu_{D_L}.[D_L] - remDON \quad (A7)$$

$$SMS(NO_3) = -[aJ_{P_S}(PAR, T).f_{P_S}'(NO_3, NO_2).[P_S] + aJ_{P_L}(PAR, T).f_{P_L}'(NO_3, NO_2).[P_L]]. \frac{[NO_3]}{[NO_3] + [NO_2]} + Nitrif2 - Denitr1 \quad (A8)$$

$$SMS(NO_2) = -[aJ_{P_S}(PAR, T).f_{P_S}'(NO_3, NO_2).[P_S] + aJ_{P_L}(PAR, T).f_{P_L}'(NO_3, NO_2).[P_L]]. \frac{[NO_2]}{[NO_3] + [NO_2]} + Nitrif1 - Nitrif2 + Denitr1 - Denitr2 - Anammox \quad (A9)$$

$$SMS(NH_4) = -aJ_{P_S}(PAR, T).f_{P_S}''(NH_4).[P_S] - aJ_{P_L}(PAR, T).f_{P_L}''(NH_4).[P_L] + (1 - f_{2_{Z_S}}).\gamma_{Z_S}.[Z_S] + (1 - f_{2_{Z_L}}).\gamma_{Z_L}.[Z_L] - Nitrif1 + remD_S + remD_L + remDON - Anammox \quad (A10)$$

$$SMS(O_2) = R_{O_2/N}.(J_{P_S}(PAR, T, N).[P_S] + J_{P_L}(PAR, T, N).[P_L] - DcDON(O_2) - DcD_S(O_2) - DcD_L(O_2) - (1 - f_{2_{Z_S}}).\gamma_{Z_S}.[Z_S] - (1 - f_{2_{Z_L}}).\gamma_{Z_L}.[Z_L]) - 1.5.Nitrif1 - 0.5.Nitrif2 + FluxOA(O_2) \quad (A11)$$

If $[O_2] > 4 \text{ mmol } O_2 \text{ m}^{-3}$ and depth (Z, in meters) > depth of euphotic zone (Nevison et al., 2003):

$$SMS(N_2O) = R_{N_2O/2}(a_1/[O_2] + a_2).\exp(-Z/Z_{scale}).(1.5.Nitrif1 + 0.5.Nitrif2) \quad (A12)$$

L_{VS} is the sinking term which represents the sinking velocity w_{P_L} , w_{D_S} , or w_{D_L} for large phytoplankton, small and large detritus, respectively, depending of the considered equation.

Primary production

The growth rate $J_{P_i}(PAR, T, N)$ of phytoplankton P_i (i represents flagellates or diatoms), is limited by light availability for photosynthesis (PAR: Photosynthetically Active Radiation), temperature T ($^{\circ}C$), and nutrients (N represents NO_3 , NO_2 , and NH_4),

$$J_{P_i}(PAR, T, N) = aJ_{P_i}(PAR, T).f_{P_i}(NO_3, NO_2, NH_4) \quad (A13)$$

$aJ_{P_i}(PAR, T)$ represents the phytoplankton P_i growth rate limitation by PAR and temperature, using the analytical formulation of Evans and Parslow (1985):

$$aJ_{P_i}(PAR, T) = \frac{J_{\max_{P_i}} \cdot \alpha_{P_i} \cdot PAR}{\sqrt{(J_{\max_{P_i}})^2 + (\alpha_{P_i} \cdot PAR)^2}} \quad (A14)$$

where $J_{\max_{P_i}}$ is the maximal light-saturated growth rate, function of temperature (Eppley, 1972):

$$J_{\max_{P_i}} = a_{P_i} \cdot b^{c \cdot T} \quad (A15)$$

Exponential decrease of light intensity is formulated as in Koné et al. (2005):

$$PAR(z) = PAR_0 \cdot \exp(-(k_w \cdot z + k_{chla} \cdot \int_z^0 \theta \cdot R_{C/N} \cdot [P_t] \cdot \Delta z)) \quad (A16)$$

PAR_0 is the incident radiation at the surface of the ocean, k_w and k_{Chl} are the light attenuation coefficients due to water and to chlorophyll-*a*, respectively. θ is the chlorophyll/carbon ratio, $r_{C/N}$ is the carbon/nitrogen Redfield ratio for phytoplankton, $[P_t]$ represents the sum of nano- and microphytoplankton concentrations, Δz is the depth step (vertical thickness) (m).

Limitation by nutrients (Fasham et al., 1990) is given by a *Michaelis-Menten* formulation:

$$f_{P_i}(NO_3, NO_2, NH_4) = f_{P_i}'(NO_3, NO_2) + f_{P_i}''(NH_4) \quad (A17)$$

$$f_{P_i}(NO_3, NO_2, NH_4) = \frac{([NO_3] + [NO_2]) \cdot \exp(-K_{psi} \cdot [NH_4])}{K_{NO_3_{P_i}} + [NO_3] + [NO_2]} + \frac{[NH_4]}{K_{NH_4_{P_i}} + [NH_4]}$$

The phytoplankton P_i growth rate is limited by NO_3 , NO_2 , and NH_4 . NH_4 is preferred to NO_3 and NO_2 for phytoplankton. $K_{NO_3_{P_i}}$ and $K_{NH_4_{P_i}}$ are the half-saturation constants for NO_3+NO_2 and NH_4 uptakes by flagellates or diatoms. Small phytoplankton cells are more adapted to low nutrient and stratified conditions than larger ones. Half-saturation constants for NO_3 and NO_2 are usually higher than those for NH_4 , for both flagellates and diatoms (Eppley et al., 1969; Caperon and Meyer, 1972a, 1972b). Besides the more elevated surface/volume ratio, small cells have better assimilation efficiency than large cells (Nalewajko and Garside, 1983). So, the half-saturation constants are lower for flagellates than diatoms.

Note that here, it is assumed that phytoplankton are not limited by phosphate (Dittmar and Birkicht, 2001; Tyrrell and Lucas, 2002) and/or silicate and/or other micro-nutrient like metals (e.g. Fe), which is reasonable for the Namibian upwelling system.

Grazing

The specific feeding rate of a predator Z_j on a food type P_i is calculated according to the following formulation (Tian et al., 2000, 2001):

$$G_{Z_j}^{P_i} = g_{\max_{Z_j}} \cdot \frac{e_{Z_j P_i} \cdot [P_i]}{k_{Z_j} + F_t}, \text{ avec } F_t = \sum e_{Z_j P_i} \cdot [P_i] \quad (A18)$$

$g_{\max_{Z_j}}$ is the maximum grazing rate of the predator Z_j (j represents ciliates or copepods), $e_{Z_j P_i}$ is the preference of the predator Z_j to the prey P_i , $[P_i]$ is the prey concentration, k_{Z_j} is the half-saturation constant of the predator Z_j for ingestion, F_i is the total biomass of available food for the predator Z_j (Fasham et al., 1999).

Remineralization of particulate and dissolved detritus

Decomposition of detritus (D_S or D_L) or dissolved organic nitrogen DON (named *Det* in the following equations), is formulated as follow (Yakushev et al., 2007):

$$remDet = DcDet(O_2) + DcDet(NO_3) \quad (A19)$$

- $DcDet(O_2)$ is the decomposition of *Det* in oxic conditions:

$$DcDet(O_2) = \exp(K_{tox}.T).K_N.[Det].Fox \quad (A20)$$

If $[O_2] \leq O_{2ox}$ then: $Fox = 0$

If $[O_2] > O_{2ox}$ then: $Fox = ([O_2] - O_{2ox}) / ([O_2] - O_{2ox} + K_{ox})$

where K_N is the remineralization rate in oxic conditions (K_{NP4} for D_S and D_L , and K_{ND4} for the DON).

- $DcDet(NO_3)$ is the decomposition of *Det* in suboxic conditions (denitrification):

$$DcDet(NO_3) = 0.5.Denitr1(Det) + 0.75.Denitr2(Det) \quad (A21)$$

$$Denitr1(Det) = K_{N32}.Fdn_{nox}.FdnNO_3.[Det] \quad (A22)$$

$$Denitr2(Det) = K_{N24}.Fdn_{nox}.FdnNO_2.[Det] \quad (A23)$$

If $[O_2] > O_{2dn}$ then: $Fdn_{nox} = 0$

If $[O_2] \leq O_{2dn}$ then: $Fdn_{nox} = 1 - [O_2] / (O_{2dn} + 1 - [O_2])$

If $[NO_3] \leq NO_{3mi}$ then: $FdnNO_3 = 0$

If $[NO_3] > NO_{3mi}$ then: $FdnNO_3 = ([NO_3] - NO_{3mi}) / ([NO_3] - NO_{3mi} + 1)$

If $[NO_2] \leq NO_{2mi}$ then: $FdnNO_2 = 0$

If $[NO_2] > NO_{2mi}$ then: $FdnNO_2 = ([NO_2] - NO_{2mi}) / ([NO_2] - NO_{2mi} + 1)$

Then, the 1st and 2nd stages of denitrification are:

$$Denitr1 = Denitr1(DON) + Denitr1(D_S) + Denitr1(D_L) \quad (A24)$$

$$Denitr2 = Denitr2(DON) + Denitr2(D_S) + Denitr2(D_L) \quad (A25)$$

Nitrification (Yakushev et al., 2007)

$$1^{\text{st}} \text{ stage of nitrification } (NH_4 \rightarrow NO_2): \text{Nitri}f1 = \frac{K_{N42} \cdot [O_2]}{[O_2] + O_{2nf}} \cdot [NH_4] \quad (\text{A26})$$

$$2^{\text{nd}} \text{ stage of nitrification } (NO_2 \rightarrow NO_3): \text{Nitri}f2 = \frac{K_{N23} \cdot [O_2]}{[O_2] + O_{2nf}} \cdot [NO_2] \quad (\text{A27})$$

Anammox (Yakushev et al., 2007)

$$\text{Anammox} = K_{\text{anammox}} \cdot [NO_2] \cdot [NH_4] \cdot K_{\text{convert}} \quad (\text{A28})$$

Fluxes at the ocean-atmosphere interface

O₂ and N₂O fluxes at the ocean-atmosphere interface are expressed using the gas transfer velocity from Wanninkhof (1992), and the Schmidt number from Keeling et al. (1998) for O₂ and from Wanninkhof (1992) for N₂O. O₂ saturation concentrations at one atmosphere total pressure for water-saturated air come from Garcia and Gordon (1992). N₂O concentrations in equilibrium with moist air at total pressure of one atmosphere come from Weiss and Price (1980). The dry mole fraction of atmospheric N₂O is assumed to be 318 ppb (Lueker et al., 2003; Cornejo et al., 2006; Anonymous, 2008).

Chlorophyll/Nitrate ratio

Chlorophyll-*a* concentrations ([Chl-*a*]; in mg Chl m⁻³) are derived from simulated phytoplankton concentrations ([P]; in mmol N m⁻³) using a variable Chl/N ratio following (Hurtt and Armstrong, 1996):

$$[\text{Chl-}a] = 1.59 \cdot \chi \cdot [P] \quad (\text{A29})$$

1.59 is the standard Chl/N ratio (in g Chl (mol N)⁻¹). If growth is light limited, then the Chl/N ratio is maximum and $\chi = \chi_{\text{max}} = 1$, hence C/Chl_{min} = 50 g C g Chl⁻¹. If phytoplankton growth is nutrient limited, χ = nutrient-limited growth rate / light-limited growth rate, and the upper limit for the (C/Chl)_{max} is fixed to 160 g C g Chl⁻¹ (Charria et al., 2008b). In this case, the applied χ ratio increases with the quantity of light available for a constant growth rate.

Acknowledgements

We would like to thank the CNES and Midi-Pyrénées Region for the financial PhD support attributed to E. Gutknecht, and the CNES support (TOSCA CNES program) to I. Dadou and V. Garçon. The COST Action 735 is thank for the financial grant for E. Gutknecht's scientific mission effectuated at National Environmental Research Institute (Aarhus University,

Roskilde, Denmark), and Dr. L. L. Sørensen (NERI, Denmark) for her welcome there and the access to Galathea data. A. Silio-Calzada and A. Bricaud (LOV, France) are thank for the use of their satellite products. For the AMT data, we are grateful the BODC (British Oceanographic Data Center, UK), C. Robinson (PML/UEA, UK), R. Harris (PML, UK), T. Bale (PML, UK), M. Woodward (PML, UK), E. Fernandez (UV, Spain), R. Barlow (MCM, South Africa), P. Holligan (PML, UK), and R. Sanders (NOCS, UK) for providing their data. Ocean color data were produced by the SeaWiFS project at GSFC and obtained from the DAAC. We thank the CSIRO Marine and Atmospheric Research for the development and distribution of CARS databases (2006 and 2009) and the German Federal Ministry of Education and Research for supporting GENUS (03F0497D). We express our special thanks to V. Koné (LPO, France) for his $N_2P_2Z_2D_2$ model, P. Marchesiello (LEGOS, France) for his advices and explanations on the ROMS model, and H. Bange (IFM-GEOMAR, Germany) for his fruitful advices on the manuscript.

References

- Aiken, J.: Atlantic Meridional Transect, AMT 6 cruise report, 14 May to 16 June 1998, 1998.
- Aiken, J. and Bale, A. J.: An introduction to the Atlantic Meridional Transect (AMT) Programme, *Prog. Oceanogr.*, 45(3-4), 251-256, doi:10.1016/S0079-6611(00)00004-5, 2000.
- Aiken, J., Rees, N., Hooker, S., Holligan, P., Bale, A., Robins, D., Moore, G., Harris, R. and Pilgrim, D.: The Atlantic Meridional Transect: overview and synthesis of data, *Prog. Oceanogr.*, 45(3-4), 257-312, doi:10.1016/S0079-6611(00)00005-7, 2000.
- Anonymous, Greenhouse gases hit modern day-highs, *Nature*, 456, 558-559, doi:10.1038/456558b, 2008.
- Bange, H.: New Directions: The importance of oceanic nitrous oxide emissions, *Atmos. Environ.*, 40(1), 198-199, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.09.030, 2006.
- Bange, H.: Gaseous nitrogen compounds (NO , N_2O , N_2 , NH_3) in the ocean, in *Nitrogen in the Marine Environment*, p. 51-94, D. G. Capone, D. A. Bronk, M. R. Mulholland, and E. J. Carpenter (eds.), Amsterdam, 2008.
- Barlow, R. G., Aiken, J., Holligan, P. M., Cummings, D. G., Maritorena, S. and Hooker, S.: Phytoplankton pigment and absorption characteristics along meridional transects in the Atlantic Ocean, *Deep Sea Res. Pt I*, 49(4), 637-660, doi:10.1016/S0967-0637(01)00081-4, 2002.
- Barlow, R. G., Aiken, J., Moore, G. F., Holligan, P. M. and Lavender, S.: Pigment adaptations in surface phytoplankton along the eastern boundary of the Atlantic Ocean, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 281, 13-26, doi:10.3354/meps281013, 2004.
- Barlow, R., Lamont, T., Mitchell-Innes, B., Lucas, M. and Thomalla, S.: Primary production in the Benguela ecosystem, 1999-2002, *Afr. J. Mar. Sci.*, 31(1), 97-101, doi:10.2989/AJMS.2009.31.1.9.780, 2009.

Barnier, B., Siefridt, L. and Marchesiello, P.: Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses, *J. Marine Syst.*, 6(4), 363-380, doi:10.1016/0924-7963(94)00034-9, 1995.

Boebel, O., Rossby, T., Lutjeharms, J., Zenk, W. and Barron, C.: Path and variability of the Agulhas Return Current, *Deep Sea Res. Pt II*, 50(1), 35-56, doi:10.1016/S0967-0645(02)00377-6, 2003.

Brown, P. C., Painting, S. J. and Cochrane, K. L.: Estimates of phytoplankton and bacterial biomass and production in the northern and southern Benguela ecosystems, *S. Afr. J. Sci.*, 11, 537-564, 1991.

Caperon, J. and Meyer, J.: Nitrogen-limited growth of marine phytoplankton--I. Changes in population characteristics with steady-state growth rate, *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.*, 19(9), 601-618, doi:10.1016/0011-7471(72)90089-7, 1972a.

Caperon, J. and Meyer, J.: Nitrogen-limited growth of marine phytoplankton--II. Uptake kinetics and their role in nutrient limited growth of phytoplankton, *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.*, 19(9), 619-632, doi:10.1016/0011-7471(72)90090-3, 1972b.

Capet, X., Colas F., Penven P., Marchesiello P. and McWilliams J. C., Eddies in Eastern Boundary Subtropical Upwelling Systems, in "Geophysical Monograph Series", vol. 177, "Ocean Modeling in an Eddying Regime", edited by M.W. Hecht and H.H. Hasumi, AGU, Washington, D. C., 350 pp., 2008.

Carlson, C. A. and Ducklow, H. W.: Dissolved organic carbon in the upper ocean of the central equatorial Pacific Ocean, 1992: Daily and finescale vertical variations, *Deep Sea Res. Pt II*, 42(2-3), 639-656, doi:10.1016/0967-0645(95)00023-J, 1995.

Carr, M. E.: Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing, *Deep Sea Res. Pt II*, 49(1-3), 59-80, 2002.

Carr, M. and Kearns, E. J.: Production regimes in four Eastern Boundary Current systems, *Deep Sea Res. Pt II*, 50(22-26), 3199-3221, doi:10.1016/j.dsr2.2003.07.015, 2003.

CARS: CSIRO Atlas of Regional Seas, <http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2006>, 03/30/2011, 2006.

CARS: CSIRO Atlas of Regional Seas, <http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2009>, 03/30/2011, 2009.

Casey, K. S. and Cornillon, P.: A comparison of satellite and in situ-based sea surface temperature climatologies, *J. Climate*, 12(6), 1848-1863, 1999.

Charria, G., Dadou, I., Cipollini, P., Dréville, M., De Mey, P., and Garçon, V.: Understanding the influence of Rossby waves on surface chlorophyll-a concentrations in the North Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, 64(1), 43-71, doi: 10.1357/00222400677 6412340, 2006.

Charria, G., Dadou, I., Llido, J., Dréville, M. and Garçon, V.: Importance of dissolved organic nitrogen in the north Atlantic Ocean in sustaining primary production: a 3-D modelling approach, *Biogeosciences*, 5(5), 1437-1455, 2008a.

Charria, G., Dadou, I., Cipollini, P., Drevillon, M. and Garcon, V.: Influence of Rossby waves on primary production from a coupled physical-biogeochemical model in the North Atlantic Ocean, *Ocean Sci.*, 4(3), 199-213, 2008b.

Chavez, F. P. and Messie, M.: A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems, *Prog. Oceanogr.*, 83(1-4), 80-96, doi:10.1016/j.pocean. 2009.07.032, 2009.

Chavez, F. P. and Toggweiler, K.: Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records, John Wiley & Sons. (eds.), 1995.

Codispoti, L. A.: Interesting Times for Marine N₂O, *Science*, 327, 1339-1340, doi: 10.1126/science. 1184945, 2010.

Codispoti, L. A., Brandes, J. A., Christensen, J. P., Devol, A. H., Naqvi, S. W. A., Paerl, H. W. and Yoshinari, T.: The oceanic fixed nitrogen and nitrous oxide budgets: Moving targets as we enter the anthropocene?, *Sci. Mar.*, 65(S2), 85-105, doi:10.3989/scimar.2001.65s285, 2001.

Conkright, M. E. and O'Brien, T. D.: World Ocean Atlas 2001, Volume 6: Chlorophyll, Global Biogeochem. Cy., 8(1), 65–80, doi:199410.1029/ 93GB03318, 1994.

Conkright, M. E., O'Brien, T. D., Stephens, C., Locarnini, R. A., Garcia, H. E., Boyer, T. P. and Antonov, J. I.: World Ocean Atlas 2001, Volume 6: Chlorophyll, S. Levitus (eds.), NOAA Atlas NESDIS 52, U.S. Government Printing Office, Wash., D.C., 2002.

Cornejo, M., Farías, L. and Paulmier, A.: Temporal variability in N₂O water content and its air-sea exchange in an upwelling area off central Chile (36°S), *Mar. Chem.*, 101(1-2), 85-94, doi:10.1016/j.marchem.2006.01.004, 2006.

Da Silva, A. M., Young, C. C. and Levitus, S.: Atlas of Surface Marine Data 1994. Vol. 1: Algorithms and Procedures, NOAA Atlas NESDIS 6, Department of Commerce, Washington, DC, USA, 1994.

Dadou, I., Lamy, F., Rabouille, C., Ruiz-Pino, D., Andersen, V., Bianchi, M. and Garcon, V.: An integrated biological pump model from the euphotic zone to the sediment: a 1-D application in the Northeast tropical Atlantic, *Deep Sea Res. Pt II*, 48(10), 2345-2381, 2001.

Dadou, I., Evans, G. and Garcon, V.: Using JGOFS in situ and ocean color data to compare biogeochemical models and estimate their parameters in the subtropical North Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, 62(4), 565-594, 2004.

Dalsgaard, T., Thamdrup, B. and Canfield, D. E.: Anaerobic ammonium oxidation (anammox) in the marine environment, *Res. Microbiol.*, 156(4), 457-464, doi:10.1016/j.resmic.2005.01.011, 2005.

Debreu, L., Marchesiello, P. and Penven, P.: Two ways embedding algorithms for a split-explicit free surface model, *Ocean Model.*, submitted.

Denman, K. L., Brasseur, G., Chidthaisong, A., Ciais, P., Cox, P.M., Dickinson, R.E., Hauglustaine, D., Heinze, C., Holland, E., Jacob, D., Lohmann, U., Ramachandran, S., da Silva Dias, P.L., Wofsy, S.C. and Zhang, X.: Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*.

Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller H.L. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

Devol, A. H.: Denitrification including Anammox, in Nitrogen in the Marine Environment, 263-301, D. G. Capone, D. A. Bronk, M. R. Mulholland, and E. J. Carpenter (eds.), Amsterdam, 2008.

Dittmar, T. and Birkicht, M.: Regeneration of nutrients in the northern Benguela upwelling and the Angola-Benguela Front areas, *S. Afr. J. Sci.*, 97(5-6), 239-246, 2001.

Ekau, W., Auel, H., Pörtner, H. and Gilbert, D.: Impacts of hypoxia on the structure and processes in pelagic communities (zooplankton, macro-invertebrates and fish), *Biogeosciences*, 7(5), 1669-1699, 2010.

Eppley, R. W., Rogers, J. N. and McCarthy, J. J.: Half-Saturation Constants for Uptake of Nitrate and Ammonium by Marine Phytoplankton, *Limnol. Oceanogr.*, 14(6), 912-920, 1969.

Eppley, R. W.: Temperature and Phytoplankton Growth in the Sea, *Fish. B. - NOAA*, 70(4), 1063-1085, 1972.

Evans, G. T. and Parslow, J. S.: A model of annual plankton cycles, *Bio. Oceanogr.*, 3(3), 327-347, 1985.

Farias, L., Paulmier, A. and Gallegos, M.: Nitrous oxide and N-nutrient cycling in the oxygen minimum zone off northern Chile, *Deep Sea Res. Pt I*, 54(2), 164-180, doi:10.1016/j.dsr.2006.11.003, 2007.

Fasham, M. J. R., Ducklow, H. W. and McKelvie, S. M.: A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer, *J. Mar. Res.*, 48(3), 591-639, 1990.

Fasham, M. J. R., Boyd, P. W. and Savidge, G.: Modeling the Relative Contributions of Autotrophs and Heterotrophs to Carbon Flow at a Lagrangian JGOFS Station in the Northeast Atlantic: The Importance of DOC, *Limnol. Oceanogr.*, 44(1), 80-94, 1999.

Forster, G., Upstill-Goddard, R. C., Gist, N., Robinson, C., Uher, G. and Woodward, E. M. S.: Nitrous oxide and methane in the Atlantic Ocean between 50°N and 52°S: Latitudinal distribution and sea-to-air flux, *Deep Sea Res. Pt II*, 56(15), 964-976, doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.002, 2009.

Freing, A., Wallace, D. W. R., Tanhua, T., Walter, S. et Bange, H. W.: North Atlantic production of nitrous oxide in the context of changing atmospheric levels, *Global Biogeochem. Cy.*, 23, GB4014, doi:10.1029/2009GB003472, 2009.

Garcia, H. E. and Gordon, L. I.: Oxygen Solubility in Seawater: Better Fitting Equations, *Limnol. Oceanogr.*, 37(6), 1307-1312, 1992.

Gilbert, D., Rabalais, N. N., Diaz, R. J. and Zhang, J.: Evidence for greater oxygen decline rates in the coastal ocean than in the open ocean, *Biogeosciences*, 7(7), 2283-2296, doi:10.5194/bg-7-2283-2010, 2010.

Gutknecht E., Dadou, I., Charria, G., Cipollini, P., and Garçon, V.: Spatial and temporal variability of the remotely sensed chlorophyll-a signal associated with Rossby waves in the South Atlantic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 115, C05004, doi:10.1029/2009JC005291, 2010.

Holligan, P.: Atlantic Meridional Transect, AMT 17 cruise report, 15 October to 28 November 2005, 2005.

Huggett, J., Verheye, H., Escribano, R. and Fairweather, T.: Copepod biomass, size composition and production in the Southern Benguela: Spatio-temporal patterns of variation, and comparison with other eastern boundary upwelling systems, *Prog. Oceanogr.*, 83(1-4), 197-207, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.048, 2009.

Huret, M., Dadou, I., Dumas, F., Lazure, P. and Garçon, V.: Coupling physical and biogeochemical processes in the Rio de la Plata plume, *Cont. Shelf Res.*, 25(5-6), 629-653, doi:10.1016/j.csr.2004.10.003, 2005.

Hurtt, G. C. and Armstrong, R. A.: A pelagic ecosystem model calibrated with BATS data, *Deep Sea Res. Pt II*, 43(2-3), 653-683, 1996.

Hutchings, L., van der Lingen, C. D., Shannon, L. J., Crawford, R. J. M., Verheye, H. M. S., Bartholomae, C. H., van der Plas, A. K., Louw, D., Kreiner, A., Ostrowski, M., Fidel, Q., Barlow, R. G., Lamont, T., Coetzee, J., Shillington, F., Veitch, J., Currie, J. C., and Monteiro, P. M. S.: The Benguela Current: An ecosystem of four components, *Prog. Oceanogr.*, 83(1-4), 15-32, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.046, 2009.

Jackett, D. R. and McDougall, T. J.: Minimal Adjustment of Hydrographic Profiles to Achieve Static Stability, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 12(2), 381-389, 1995.

Jain, A. K., Briegleb, B. P., Minschwaner, K. and Wuebbles, D. J.: Radiative forcings and global warming potentials of 39 greenhouse gases, *J. Geophys. Res.*, 105, 20773-20790, 2000.

Keeling, R. F., Stephens, B. B., Najjar, R. G., Doney, S. C., Archer, D. and Heimann, M.: Seasonal variations in the atmospheric O₂/N₂ ratio in relation to the kinetics of air-sea gas exchange, *Global Biogeochem. Cycles*, 12(1), 141-163, doi:10.1029/97GB02339, 1998.

Kirchman, D. L., Lancelot, C., Fasham, M., Legendre, L., Radach, G. and Scott, M.: Dissolved organic matter in biogeochemical models in the ocean, in *Towards a Model of Ocean Biogeochemical Processes*, 209-225, Springer-Verlag, 1993.

Koné, V., Machu, E., Penven, P., Andersen, V., Garçon, V., Freon, P. and Demarcq, H.: Modeling the primary and secondary productions of the southern Benguela upwelling system: A comparative study through two biogeochemical models, *Global Biogeochem. Cy.*, 19(4), GB4021, doi:10.1029/2004GB002427, 2005.

Kreiner, A. and Ayon, P.: Zooplankton dynamics from 1994 to 2006 in the upwelling systems off Peru and northern Namibia, Eastern boundary upwelling ecosystems, Las Palmas, Gran Canaria, Spain, 2-6 June 2008, P08_OP05, 2008.

Kuypers, M. M. M., Lavik, G., Woebken, D., Schmid, M., Fuchs, B. M., Amann, R., Jørgensen, B. B. and Jetten, M. S. M.: Massive nitrogen loss from the Benguela upwelling system through anaerobic ammonium oxidation, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 102(18), 6478-

6483, doi:10.1073/pnas.0502088102, 2005.

Lacroix, G. and Nival, P.: Influence of meteorological variability on primary production dynamics in the Ligurian Sea (NW Mediterranean Sea) with a 1D hydrodynamic/biological model, *J. Marine Syst.*, 16(1-2), 23-50, doi:10.1016/S0924-7963(97)00098-5, 1998.

Lam, P., Jensen, M. M., Lavik, G., McGinnis, D. F., Müller, B., Schubert, C. J., Amann, R., Thamdrup, B. and Kuypers, M. M. M., Linking crenarchaeal and bacterial nitrification to anammox in the Black Sea, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 104(17), 7104-7109, doi:10.1073/pnas.0611081104, 2007.

Large, W. G., McWilliams, J. C. and Doney, S. C.: Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Rev. Geophys.*, 32(4), 363-403, doi:10.1029/94RG01872, 1994.

Lathuilière, C., Echevin, V., Lévy, M. and Madec, G.: On the role of the mesoscale circulation on an idealized coastal upwelling ecosystem, *J. Geophys. Res.*, 115, C09018, doi:10.1029/2009JC005827, 2010.

Lavik, G., Stuhmann, T., Bruchert, V., Van der Plas, A., Mohrholz, V., Lam, P., Muszmann, M., Fuchs, B. M., Amann, R., Lass, U. and Kuypers, M. M. M.: Detoxification of sulphidic African shelf waters by blooming chemolithotrophs, *Nature*, 457, 581-584, doi:10.1038/nature07588, 2009.

Liu, W. T., Tang, W. and Polito, P. S.: NASA scatterometer provides global ocean - surface wind fields with more structures than numerical weather prediction, *Geophys. Res. Lett.*, 25(6), 761-764, 1998.

Lueker, T. J., Walker, S. J., Vollmer, M. K., Keeling, R. F., Nevison, C. D., Weiss, R. F. and Garcia, H. E.: Coastal upwelling air-sea fluxes revealed in atmospheric observations of O₂/N₂, CO₂ and N₂O, *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 1292, doi:10.1029/2002GL016615, 2003.

Lutjeharms, J. R. E., Boebel, O. and Rossby, H. T.: Agulhas cyclones, *Deep Sea Res. Pt II*, 50(1), 13-34, doi:10.1016/S0967-0645(02)00378-8, 2003.

Marchesiello, P., McWilliams, J. C. and Shchepetkin, A.: Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models, *Ocean Model.*, 3(1-2), 1-20, doi:10.1016/S1463-5003(00)00013-5, 2001.

Marchesiello, P., McWilliams, J. C. and Shchepetkin, A.: Equilibrium structure and dynamics of the California Current System, *J. Phys. Oceanogr.*, 33(4), 753-783, 2003.

McClain, C. R., Cleave, M. L., Feldman, G. C., Gregg, W. W., Hooker, S. B. and Kuring, N.: Science Quality SeaWiFS Data for Global Biosphere Research, NASA/Goddard Space Flight Center, *Sea Technol.*, 39(9), 10-16, 1998.

Mohrholz, V., Schmidt, M., Lutjeharms, J. R. E. and John, H.: Space-time behaviour of the Angola-Benguela Frontal Zone during the Benguela Niño of April 1999, *Int. J. Remote Sens.*, 25(7), 1337-1340, doi:10.1080/01431160310001592265, 2004.

Mohrholz, V., Bartholomae, C. H., van der Plas, A. K. and Lass, H. U.: The seasonal variability of the northern Benguela undercurrent and its relation to the oxygen budget on the

shelf, *Cont. Shelf Res.*, 28(3), 424-441, doi:10.1016/j.csr.2007.10.001, 2008.

Molina, V. and Farías, L.: Aerobic ammonium oxidation in the oxycline and oxygen minimum zone of the eastern tropical South Pacific off northern Chile (~20°S), *Deep Sea Res. Pt II*, 56(16), 1032-1041, doi:10.1016/j.dsr2.2008.09.006, 2009.

Monteiro, P. M. S.: The Benguela Current System, in Chap. 2: Eastern Boundary Current Systems, in *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins: A Global Synthesis*, 65-78, K.-K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones, and L. Talaue-MacManus (eds.), Berlin, 2010.

Monteiro, P. M. and van der Plas, A. K.: Low oxygen water (LOW) variability in the Benguela system: Key processes and forcing scales relevant to forecasting, in *Benguela - Predicting a Large Marine Ecosystem*, vol. 14, 71-90, Elsevier, 2006.

Monteiro, P. M. S., van der Plas, A., Mohrholz, V., Mabilhe, E., Pascall, A. and Joubert, W.: Variability of natural hypoxia and methane in a coastal upwelling system: Oceanic physics or shelf biology?, *Geophys. Res. Lett.*, 33(16), L16614, doi:10.1029/2006GL026234, 2006.

Monteiro, P. M. S., van der Plas, A. K., Mélice, J. and Florenchie, P.: Interannual hypoxia variability in a coastal upwelling system: Ocean-shelf exchange, climate and ecosystem-state implications, *Deep Sea Res. Pt I*, 55(4), 435-450, doi:10.1016/j.dsr.2007.12.010, 2008.

Monteiro, P. M. S., Dewitte, B., Scranton, M. I., Paulmier, A. and Van der Plas, A.: The Role of Open Ocean Boundary Forcing on Seasonal to Decadal Scale Variability and Long-Term Change of Natural Shelf Hypoxia, *Environ. Res. Lett.*, accepted, 2011.

Nalewajko, C. and Garside, C.: Methodological Problems in the Simultaneous Assessment of Photosynthesis and Nutrient Uptake in Phytoplankton as Functions of Light Intensity and Cell Size, *Limnol. Oceanogr.*, 28(3), 591-597, 1983.

Naqvi, S. W. A., Bange, H. W., Farías, L., Monteiro, P. M. S., Scranton, M. I. and Zhang, J.: Marine hypoxia/anoxia as a source of CH₄ and N₂O, *Biogeosciences*, 7(7), 2159-2190, 2010.

Nevison, C., Butler, J. H. and Elkins, J. W.: Global distribution of N₂O and the Delta N₂O-AOU yield in the subsurface ocean, *Global Biogeochem. Cy.*, 17(4), 1119, doi:10.1029/2003GB002068, 2003.

Nevison, C. D., Lueker, T. J. and Weiss, R. F.: Quantifying the nitrous oxide source from coastal upwelling, *Global Biogeochem. Cy.*, 18(1), GB1018, doi:10.1029/2003GB002110, 2004.

Olivieri, R. A. and Chavez, F. P.: A model of plankton dynamics for the coastal upwelling system of Monterey Bay, California, *Deep Sea Res. Pt II*, 47(5-6), 1077-1106, doi:10.1016/S0967-0645(99)00137-X, 2000.

O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Siegel, D., O'Brien, M., Toole, D., Greg Mitchell, B., Kahru, M., Chavez, F., Strutton, P., Cota, G., Hooker, S., McClain, C., Carder, K., Muller-Karger, F., Harding, L., Magnuson, A., Phinney, D., Moore, G., Aiken, J., Arrigo, K., Letelier, R. and Culver, M.: Ocean color chlorophyll-a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4, in: O'Reilly, J.E., and 24 coauthors: *SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3*. NASA Tech. Memo. 2000-206892, Vol. 11, S.B. Hooker and E.R. Firestone, Eds., NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 9-23, 2000.

- Oschlies, A. and Garçon, V.: An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic - 1. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics, *Global Biogeochem. Cy.*, 13(1), 135-160, doi:10.1029/98GB02811, 1999.
- Paulmier, A. and Ruiz-Pino, D.: Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean, *Prog. Oceanogr.*, 80(3-4), 113-128, doi:10.1016/j.pocean.2008.08.001, 2009.
- Paulmier, A., Ruiz-Pino, D. and Garçon, V.: The oxygen minimum zone (OMZ) off Chile as intense source of CO₂ and N₂O, *Cont. Shelf Res.*, 28(20), 2746-2756, doi:10.1016/j.csr.2008.09.012, 2008.
- Paulmier, A., Ruiz-Pino, D., and Garçon, V.: CO₂ maximum in the oxygen minimum zone (OMZ), *Biogeosciences*, 8, 239–252, doi:10.5194/bg-8-239-2011, 2011.
- Pelegrí, J. L., Marrero-Díaz, A. and Ratsimandresy, A. W.: Nutrient irrigation of the North Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, 70(2-4), 366-406, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.018, 2006.
- Penven, P.: A numerical study of the southern Benguela circulation with an application to fish recruitment, Ph. D thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 2000.
- Penven, P., Roy, C., Brundrit, G. B., de Verdiere, A. C., Freon, P., Johnson, A. S., Lutjeharms, J. R. E. and Shillington, F. A.: A regional hydrodynamic model of upwelling in the Southern Benguela, *S. Afr. J. Sci.*, 97(11-12), 472-475, 2001.
- Penven, P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F. and Tam, J.: Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach, *J. Geophys. Res.*, 110(C10), C10021, doi:10.1029/2005JC002945, 2005.
- Penven, P., Debreu, L., Marchesiello, P. and McWilliams, J. C.: Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central california upwelling system, *Ocean Model.*, 12(1-2), 157-187, doi:10.1016/j.ocemod.2005.05.002, 2006a.
- Penven, P., Lutjeharms, J. R. E. and Florenchie, P.: Madagascar: A pacemaker for the Agulhas Current system?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17609, doi:10.1029/2006GL026854, 2006b.
- Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L. and Lefèvre, J.: Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations, *Environ. Modell. Softw.*, 23(5), 660-662, doi:10.1016/j.envsoft.2007.07.004, 2008.
- Peterson, W. T., Painting, S. J. and Hutchings, L.: Diel variations in gut pigment content, diel vertical migration and estimates of grazing impact for copepods in the southern Benguela upwelling region in October 1987, *J. Plankton Res.*, 12(2), 259-281, doi:10.1093/plankt/12.2.259, 1990.
- Popova, E. E., Lozano, C. J., Srokosz, M. A., Fasham, M. J. R., Haley, P. J. and Robinson, A. R.: Coupled 3D physical and biological modelling of the mesoscale variability observed in North-East Atlantic in spring 1997: biological processes, *Deep Sea Res. Pt I*, 49(10), 1741-1768, doi:10.1016/S0967-0637(02)00091-2, 2002.
- Quiñones, R.: An Overview of Eastern Boundary Current Systems, in Chap. 2: Eastern Boundary Current Systems, in *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins: A Global*

Synthesis, 25-29, K.-K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones, and L. Talaue-MacManus (eds.), Berlin, 2010.

Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G., Solomon, S., Betts, R. E., Charlson, R., Chuang, C., Daniel, J. S., Del Genio, A., van Dorland, R., Feichter, J., Fuglestvedt, J., Forster, P.M., Ghan, S. J., Jones, A., Kiehl, J. T., Koch, D., Land, C., Lean, J., Lohmann, U., Minschwaner, K., Penner, J. E., Roberts, D. L., Rodhe, H., Roelofs, G. J., Rotstayn, L. D., Schneider, T. L., Schumann, U., Schwartz, S. E., Schwarzkopf, M. D., Shine, K. P., Smith, S., Stevenson, D. S., Stordal, F., Tegen, I., and Zhang, Y.: Radiative Forcing of Climate Change, in Climate Change 2001, Working Group I: The Scientific Basis, IPCC Third Assessment Report, Cambridge University Press, New York, NY, United States(US).; Pacific Northwest National Laboratory (PNNL), Richland, WA (US), 2001.

Redfield, J., Ketchum, B. H. and Richards, F. A.: The influence of organisms on the composition of sea-water, in *The sea*, Vol 2, Hill, M. N. (eds.), Academic Press, N.Y., 26–77, 1963.

Richardson, P. L., Lutjeharms, J. R. E. and Boebel, O.: Introduction to the "Inter-ocean exchange around southern Africa", *Deep Sea Res. Pt II*, 50(1), 1-12, doi:10.1016/S0967-0645(02)00376-4, 2003.

Robinson, C., Poulton, A. J., Holligan, P. M., Baker, A. R., Forster, G., Gist, N., Jickells, T. D., Malin, G., Upstill-Goddard, R., Williams, R. G., Woodward, E. M. S., and Zubkov, M. V.: The Atlantic Meridional Transect (AMT) Programme: A contextual view 1995-2005, *Deep Sea Res. Pt II*, 53(14-16), 1485-1515, doi:10.1016/j.dsr2.2006.05.015, 2006.

Schmid, C., Boebel, O., Zenk, W., Lutjeharms, J. R. E., Garzoli, S. L., Richardson, P. L. and Barron, C.: Early evolution of an Agulhas Ring, *Deep Sea Res. Pt II*, 50(1), 141-166, doi:10.1016/S0967-0645(02)00382-X, 2003.

Shannon, L. V., Boyd, A. J., Brundrit, G. B. and Taunton-Clark, J.: On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela System, *J. Mar. Res.*, 44(3), 495-520, doi:10.1357/002224086788403105, 1986.

Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C.: A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate, *J. Geophys. Res.*, 108(C3), 3090, doi:10.1029/2001JC001047, 2003.

Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C.: The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Model.*, 9(4), 347-404, doi:10.1016/j.ocemod.2004.08.002, 2005.

Siegfried, W. R., Crawford, R. J. M., Shannon, L. V., Pollock, D. E., Payne, A. I. L. and Krohn, R. G.: Scenarios for global-warming induced change in the open-ocean environment and selected fisheries of the west coast of Southern Africa, *S. Afr. J. Sci.*, 86(7-10), 281-285, 1990.

Silio-Calzada, A., Bricaud, A., Uitz, J. and Gentili, B.: Estimation of new primary production in the Benguela upwelling area, using ENVISAT satellite data and a model dependent on the phytoplankton community size structure, *J. Geophys. Res.*, 113, C11023, doi:10.1029/2007JC004588, 2008.

Stramma, L., Johnson, G. C., Sprintall, J. and Mohrholz, V.: Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans, *Science*, 320(5876), 655-658, doi:10.1126/science.1153847, 2008.

Stramma, L., Johnson, G. C., Firing, E. and Schmidtko, S.: Eastern Pacific oxygen minimum zones: Supply paths and multidecadal changes, *J. Geophys. Res.*, 115, C09011, doi:201010.1029/2009JC005976, 2010.

Taylor, K. E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, 106(D7), 7183-7192, 2001.

Tian, R. C., Vézina, A., Legendre, L., Ingram, R. G., Klein, B., Packard, T., Roy, S., Savenkoff, C., Silverberg, N., Therriault, J. C. and Tremblay, J. E.: Effects of pelagic food-web interactions and nutrient remineralization on the biogeochemical cycling of carbon: a modeling approach, *Deep Sea Res. Pt II*, 47(3-4), 637-662, doi:10.1016/S0967-0645(99)00121-6, 2000.

Tian, R. C., Vézina, A. F., Starr, M. and Saucier, F.: Seasonal dynamics of coastal ecosystems and export production at high latitudes: A modeling study, *Limnol. Oceanogr.*, 46(8), 1845-1859, doi:10.4319/lo.2001.46.8.1845, 2001.

Tilstone, G., Smyth, T., Poulton, A. and Hutson, R.: Measured and remotely sensed estimates of primary production in the Atlantic Ocean from 1998 to 2005, *Deep Sea Res. Pt II*, 56(15), 918-930, doi:10.1016/j.dsr2.2008.10.034, 2009.

Tyrrell, T. and Lucas, M. I.: Geochemical evidence of denitrification in the Benguela upwelling system, *Cont. Shelf Res.*, 22(17), 2497-2511, 2002.

Veitch, J., Penven, P. and Shillington, F.: The Benguela: A laboratory for comparative modeling studies, *Prog. Oceanogr.*, 83(1-4), 296-302, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.008, 2009.

Verheye, H. M. and Ekau, W.: Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System (GENUS Project) and St Helena Bay Monitoring Line (SHBML), cruise report, FRS Africana, 1 to 17 December 2009, 2009.

Wanninkhof, R.: Relationship Between Wind Speed and Gas Exchange Over the Ocean, *J. Geophys. Res.*, 97, 7373-7382, 1992.

Walter, S., Bange, H. W., Breitenbach U., Wallace, D. W. R. : Nitrous Oxide in the North Atlantic Ocean, *Biogeosciences*, 3, 607-619, 2006.

Ware, D. M.: Production characteristics of upwelling systems and the trophodynamic role of hake, in Benguela trophic functioning, 501-513, A. I. L. Payne, K. H. Brink, K. H. Mann, R. Hilborn (eds.), 1992.

Weiss, R. F. and Price, B. A.: Nitrous oxide solubility in water and seawater, *Mar. Chem.*, 8(4), 347-359, doi:10.1016/0304-4203(80)90024-9, 1980.

Wittke, F., Kock, A. and Bange, H. W.: Nitrous oxide emissions from the upwelling area off Mauritania (NW Africa), *Geophys. Res. Lett.*, 37, L12601, doi:201010.1029/2010GL042442, 2010.

Yakushev, E. V., Pollehne, F., Jost, G., Kuznetso, I., Schneider, B. and Urnlauf, L.: Analysis of the water column oxic/anoxic interface in the Black and Baltic seas with a numerical model, *Mar. Chem.*, 107(3), 388-410, doi:10.1016/j.marchem.2007.06.003, 2007.

Zabel, M. and cruise participants: Report and preliminary results of METEOR Cruise M57/2, Walvis Bay–Walvis Bay, 11.02.–12.03.2003, cruise report, Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen 220, 2003.

3.3 Conclusion

Les champs issus du modèle couplé ROMS/BioEBUS ont été confrontés à différents types de données disponibles dans la zone de l'upwelling de Namibie. Le modèle représente correctement les champs climatologiques comparés aux bases de données CARS (2006 et 2009) et à la climatologie WOA (2001). Notre configuration climatologique ne peut représenter l'importante variabilité interannuelle du système de l'upwelling de Namibie, telle qu'observée dans les données *in-situ*. Les gradients verticaux des champs simulés donnent des résultats satisfaisants, excepté pour les concentrations en oxygène près de l'interface eau-sédiment sur le plateau continental. Ce problème sera résolu en ajoutant un module de sédiment prenant en compte la consommation d'oxygène et les processus de dégradation à l'interface eau-sédiment. En effet, sur le plateau continental Namibien, la dégradation de la OM dans les sédiments superficiels est très active car une part importante de la OM chute le long de la colonne d'eau et s'accumule au niveau du sédiment avant d'avoir été décomposée.

Après confrontation des champs modélisés avec les données satellites et *in-situ*, les flux physiques et biogéochimiques ont été étudiés afin de comprendre et estimer les transferts d'azote depuis la côte vers l'océan ouvert, l'export d'azote sous la couche de surface, et les émissions de N_2O à l'interface océan-atmosphère dans le système de l'upwelling de Namibie.

Dans la couche de surface (0-100 m) du plateau et talus continental, la production primaire est soutenue par l'advection de nitrates. L'upwelling principal des eaux riches en nitrates se situe au niveau du talus continental. Une partie de ces eaux remonte jusqu'à la surface, une autre partie est advectée zonalement sur le plateau continental avant de remonter à la surface. L'apport de nitrates par advection méridienne est également très important en raison de la cellule de Lüderitz très active située au Sud de notre zone d'étude.

Au-dessus du plateau continental (0-100 m), la OM est principalement exportée par advection de DOM (32.4%) et sédimentation verticale de POM (49.5%), dont une importante quantité (39%) arrive au niveau des sédiments superficiels du plateau Namibien avant d'avoir été décomposée, et se retrouve séquestrée dans les sédiments. Le talus représente également une perte nette d'azote par advection de DOM (14.4%) et sédimentation verticale de POM (83.8%). Au niveau du talus, seulement 11% de la OM exportée est séquestrée dans les sédiments. L'importante quantité de OM qui sédimente le long de la colonne d'eau entraîne une intense activité de reminéralisation bactérienne, consommant l'oxygène pour dégrader la OM. Ces processus biologiques locaux ainsi que les eaux South Atlantic Central Waters (SACW) pauvres en oxygène advectées par le sous-courant permettent le maintien d'une OMZ dans la zone intermédiaire (entre 100 et 600 m de profondeur) au-dessus du plateau et du talus continental Namibien. Ainsi, au niveau du plateau et du talus continental, les processus de dénitrification et anammox contribuent à une perte totale d'azote de $2.2 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$. Ces flux sont relativement faibles (deux ordres de grandeur de différence) comparés aux autres flux horizontaux, verticaux et biogéochimiques, mais sont comparables aux flux de N_2O vers l'atmosphère ($5.5 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$). Cependant, puisque l'oxygène n'est pas encore correctement représenté près du sédiment, les pertes d'azote par dénitrification et

anammox sont certainement fortement sous-estimées, et suggèrent l'importance d'inclure un module de sédiment pour représenter la biogéochimie du plateau continental Namibien.

L'export total d'azote estimé à 10°E ($0.037 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$), entre la zone de Walvis Bay et le Gyre Subtropical de l'Océan Atlantique Sud, n'est pas négligeable dans les 100 premiers mètres de la colonne d'eau. Une extrapolation sur tout le Benguela ($0.38 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$) montre une contribution significative de la zone de l'upwelling pour la production primaire du Gyre Subtropical. L'utilisation du modèle couplé en configuration SAfE permettra d'estimer l'export d'azote depuis le système du Benguela entier vers le Gyre Subtropical de l'océan Atlantique Sud.

Enfin, cet article met en évidence le rôle du système de l'upwelling de Namibie comme source de N_2O pour l'atmosphère. Les flux estimés dans notre étude sont du même ordre de grandeur que ceux estimés au large de Walvis Bay durant la campagne FRS Africana en Décembre 2009, et ceux estimés dans les autres EBUS. Alors que le domaine côtier situé au large de Walvis Bay ne représente pas plus de 1.2% des EBUS en terme de surface, ces émissions de N_2O (8.1 GgN.yr^{-1}), estimées à partir d'une paramétrisation simple, pourraient contribuer à 4% des émissions totales des EBUS, et 0.2% des émissions de l'océan global, en raison des conditions anoxiques fréquentes qui favorisent la production de N_2O . Ainsi, le domaine côtier au large de Walvis Bay représente une zone significative d'émissions de N_2O pour la zone du Benguela. Ces résultats montrent qu'il est nécessaire d'étudier et de mieux comprendre le cycle océanique du N_2O . La paramétrisation du N_2O dans les modèles globaux doit être améliorée afin de mieux estimer la réponse de l'océan global aux changements climatiques présents et futurs.

Chapitre 4

Cycle saisonnier des principaux traceurs et flux, rôle de la mésoéchelle

4.1 Cycle saisonnier des principaux traceurs et processus physiques

Dans cette partie, le cycle saisonnier des variables modélisées est étudié et comparé au cycle saisonnier décrit dans la littérature, quand cela est possible. Chaque traceur a été moyenné sur la même zone que le budget d'azote (Section 3.1.2): entre 22°S et 24°S, de la côte à 10°E. Les concentrations des traceurs ont été moyennées sur les 50 premiers mètres de profondeur pour la température, la salinité, les nitrates, les concentrations en chlorophylle-*a*, les productions primaire et nouvelle, et la biomasse de zooplancton. L'oxygène, le protoxyde d'azote, ainsi que les processus de nitrification, dénitrification et anammox seront quant à eux moyennés entre 100 et 600 m de profondeur, de la côte à la fin du talus continental (isobathe 2500 m), zone où se situe le minimum d'oxygène. La variation saisonnière des principaux processus physiques (l'upwelling de nitrates, les advections zonale et méridienne de matière organique dissoute (DON) et particulaire (PON), ...) moyennés sur les 50 premiers mètres de profondeur, est ensuite étudiée sur ce même domaine (22°S-24°S, côte-10°E).

4.1.1 Vents

Comme décrit par *Peterson and Stramma* (1991) et *Lass and Mohrholz* (2008), l'Anticyclone Atmosphérique Subtropical de l'océan Atlantique Sud se déplace d'environ 5° en latitude entre l'été et l'hiver austral, avec une position plus au Sud en été (anticyclone centré autour de 32°S-5°W) et un déplacement vers le Nord-Ouest en hiver (27°S-10°W). En conséquence, les Alizés suivent ce déplacement latitudinal saisonnier. Dans la partie Nord du Benguela, les Alizés favorables à l'upwelling persistent toute l'année, mais ils sont plus intenses en hiver qu'en été austral. La Figure 4.1 montre bien les vents parallèles à la côte et un maximum d'intensité dû à la composante méridienne du vent en hiver et début printemps. Sur cette zone centrée autour de Walvis Bay, la climatologie QuikSCAT montre également un maximum en

Mars non décrit dans la littérature, alors que les mois précédents ainsi que les suivants semblent correspondre à la période d'affaiblissement des Alizés (Figure 4.1). Toutefois, il est à noter que cette climatologie n'est construite qu'à partir d'une série temporelle courte (2000-2007). En conséquence, la variabilité interannuelle telle que le déplacement inhabituel de l'Anticyclone Atmosphérique Subtropical observé en 2003-2004 (Gutknecht *et al.*, 2010 ; voir article en annexe) peut modifier les moyennes mensuelles de cette climatologie.

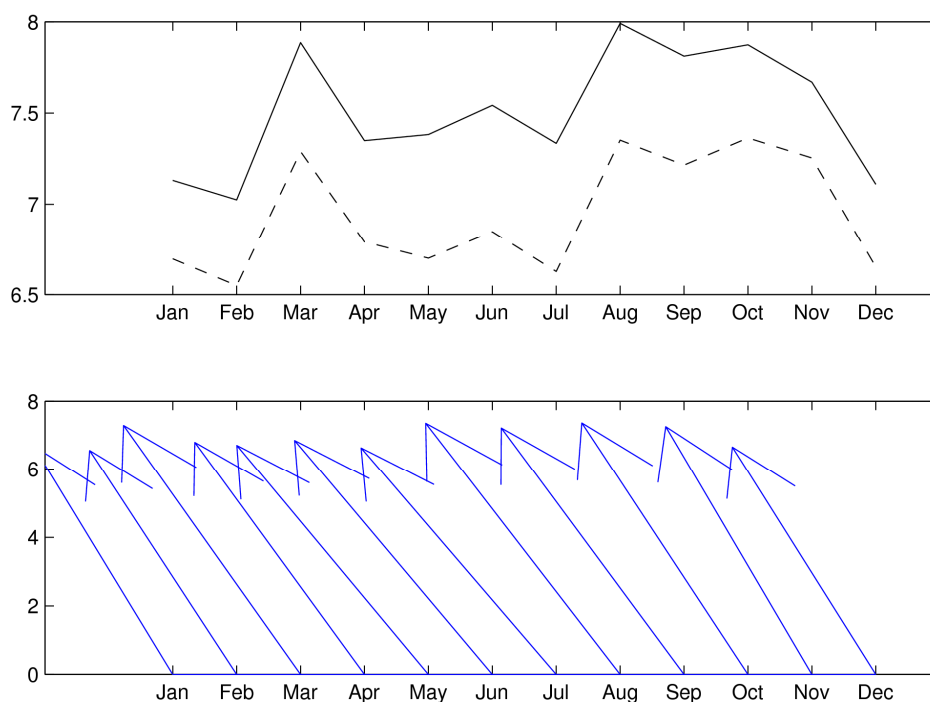


Figure 4.1: Cycle saisonnier de l'intensité du vent (en haut ; $m.s^{-1}$) pour la climatologie mensuelle QuikSCAT et de sa direction (en bas), moyenné entre $22^{\circ}S$ et $24^{\circ}S$ et de la côte à $10^{\circ}E$. Sur la figure située en haut, la ligne pleine représente l'intensité du vent, et la ligne tiretée, la composante méridienne du vent.

4.1.2 Température et salinité

L'upwelling situé au large de la Namibie reste actif toute l'année, avec un maximum en fin d'hiver (Shannon and O'Toole, 1999). Au large de Walvis Bay, Hansen *et al.* (2005) décrivent deux périodes distinctes: une première où l'upwelling côtier est actif (de Mai à Décembre) avec un maximum en Septembre, et une seconde pendant laquelle la colonne d'eau est plus stratifiée (de Février à Avril). Ce schéma est en accord avec le cycle annuel général du système de l'upwelling de Namibie. Demarcq *et al.* (2003) présentent une climatologie mensuelle de la SST par satellite (AVHRR, 1982-1999) qui confirme également cette saisonnalité (voir Figure 2 de Demarcq *et al.*, 2003). Nos résultats sont en accord avec les observations décrites ci-dessus. En effet, les températures simulées (Figure 4.2) présentent un maximum entre Février et Avril, puis un refroidissement de Mai à Août, jusqu'à atteindre

un minimum fin Août - début Septembre ($\sim 15.5^{\circ}\text{C}$). Dans la zone étudiée, la température varie de 3.7°C entre l'hiver et l'été, avec un maximum ($\sim 19.2^{\circ}\text{C}$) vers la fin de l'été.

Le cycle saisonnier de la salinité est de l'ordre de 0.8, avec un maximum en Avril-Mai pour la climatologie CARS et en Juin pour la simulation (Figure 4.2), et un minimum en Novembre-Décembre. Le flux net d'eau douce ainsi que les advections horizontales d'eau (notamment méridiennes) peuvent expliquer ce cycle saisonnier. Nous pouvons remarquer que la salinité est sous-estimée dans le modèle, comme cela a été souligné dans le Chapitre 3. Le rappel en surface vers la salinité de surface (SSS) issue de la climatologie COADS ainsi que les flux d'eau douce pourraient être à l'origine de cette différence (0.6).

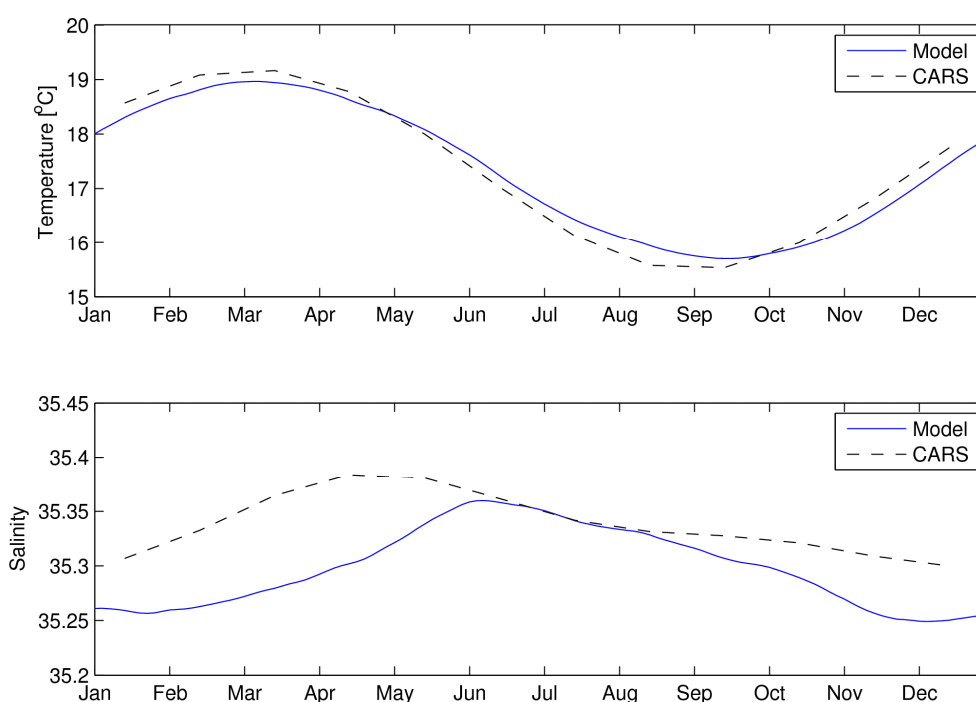


Figure 4.2: Cycle saisonnier de la température (en haut ; $^{\circ}\text{C}$) et de la salinité (en bas), moyennées sur les 50 premiers mètres de la colonne d'eau entre 22°S et 24°S et de la côte à 10°E . La ligne pleine représente les sorties du modèle et la ligne tiretée, les données issues de la climatologie CARS 2009.

4.1.3 Nitrates, chlorophylle-a et production primaire

L'advection verticale associée au processus d'upwelling alimente la couche de surface en nutriments. Le maximum de concentrations en nitrates simulées ($\sim 4.4 \text{ mmolN.m}^{-3}$; Figure 4.3) est corrélé avec le maximum d'intensité de l'upwelling et les températures minimales ($\sim 15.5^{\circ}\text{C}$) dans la couche de surface (Figure 4.2). Il est cependant sous-estimé par rapport à la climatologie CARS (voir explication par la suite). Les nitrates sont immédiatement assimilés par le phytoplancton durant le processus de photosynthèse, avec des concentrations en

chlorophylle-*a* totale modélisées maximales ($\sim 1.3 \text{ mgChl.m}^{-3}$) vers la fin du mois de Septembre – début Octobre (Figure 4.3). Ces concentrations restent élevées durant tout le printemps et l'été austral, et diminuent légèrement en automne. Les diatomées représentent clairement l'espèce dominante. Les flagellées quant à eux ne suivent pas le même cycle : leurs concentrations diminuent quand le processus d'upwelling devient plus intense, et pourraient être liées à la limitation par la lumière (la pente initiale P-I α_{P_s} étant plus faible pour les flagellés ; voir Chapitre 2, Section 2.1.3). La biomasse des diatomées décline avec la distance à la côte, et la communauté phytoplanctonique change progressivement vers une population mixte où les flagellées dominent dans l'océan ouvert (non montré). La même répartition spatiale a été observée dans les autres EBUS (*Chavez et al.*, 1991). *Barlow et al.* (2006) ont également observé cette même répartition des espèces phytoplanctoniques dans l'écosystème Nord du Benguela à partir des données *in-situ* de la campagne RV Meteor en Octobre 2000. Le cycle saisonnier de la production primaire (Figure 4.3) suit celui des concentrations en chlorophylle-*a* totale, avec un maximum en fin d'hiver et au printemps ($\sim 53 \text{ mgC.m}^{-3}.\text{d}^{-1}$). Au printemps, 94% de la production primaire totale est due aux diatomées, alors qu'en été, les flagellées contribuent à hauteur de 30% (non montré).

Le cycle saisonnier des concentrations en nitrates modélisées suit celui de la climatologie CARS 2006, bien qu'il soit important de noter que l'échelle n'est pas la même (Figure 4.3). Les concentrations en nitrates modélisées sont plus faibles que celles issues de la climatologie car la production primaire modélisée est un peu forte dans le domaine d'étude, comme il l'a déjà été remarqué au Chapitre 3.

Les concentrations en chlorophylle-*a* de surface ont été confrontées aux données de couleur de l'eau issues du capteur SeaWiFS ainsi qu'à la climatologie saisonnière WOA 2001 (Figure 4.4). Les concentrations simulées sont en bon accord avec celles de la climatologie WOA 2001, bien que cette dernière indique un minimum de chlorophylle-*a* au printemps alors que le modèle ainsi que les données SeaWiFS présentent un maximum pour le mois d'Avril. Les données satellites présentent des concentrations plus élevées que celles modélisées, de l'ordre de 1.5. Toutefois, ces deux jeux de données présentent un maximum de concentrations en Avril et au printemps austral. Cette confrontation doit tout de même être considérée avec précaution car la climatologie WOA 2001 possède une faible résolution spatiale, et les données satellites présentent en général un biais important près de la côte.

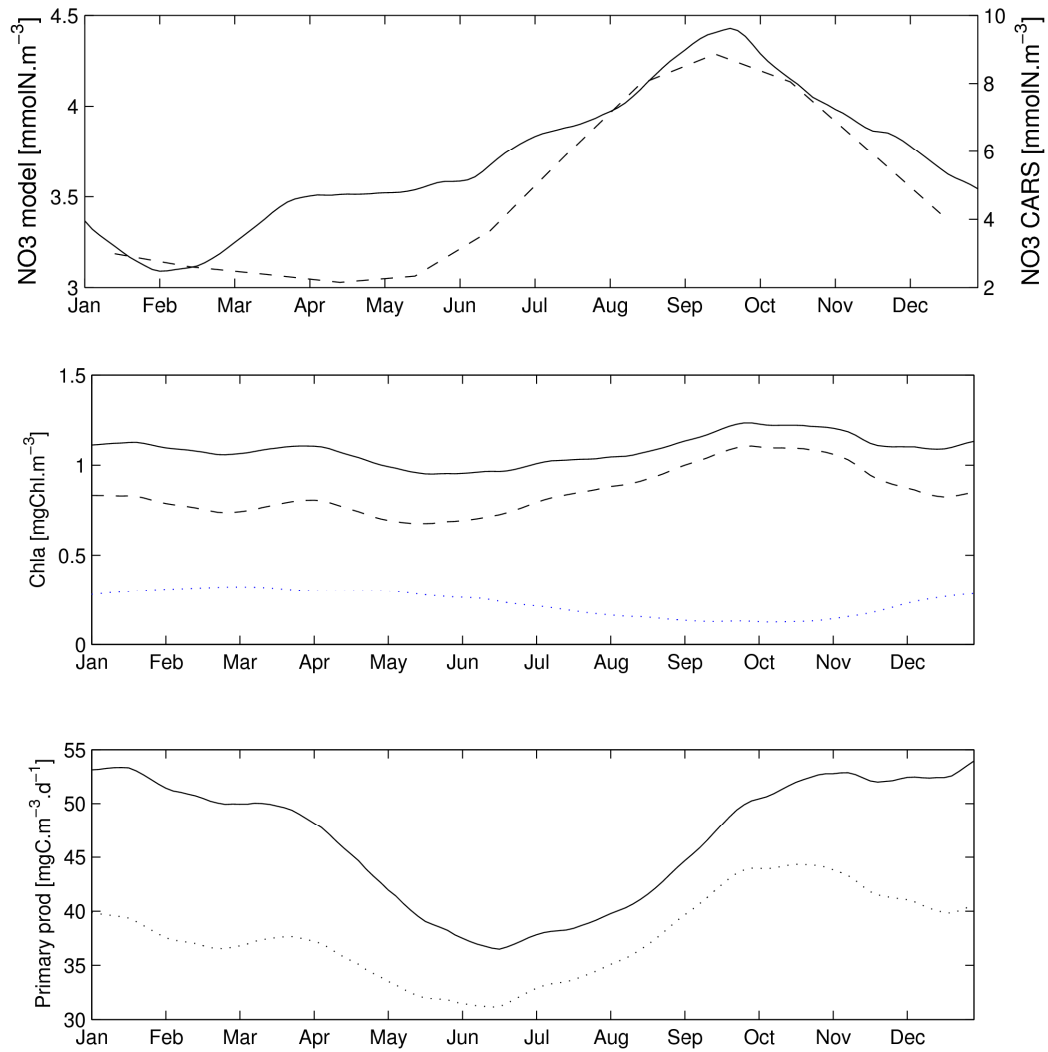


Figure 4.3: Cycle saisonnier des concentrations en nitrates (mmolN.m^{-3}) (en haut), des concentrations en chlorophylle-a (au milieu ; mgChl.m^{-3}) et de la production primaire (en bas ; $\text{mgC.m}^{-3}.\text{d}^{-1}$), moyennées sur les 50 premiers mètres de la colonne d'eau, entre 22°S et 24°S et de la côte à 10°E . Pour les nitrates, la ligne pleine représente les sorties du modèle (axe de gauche) et la ligne tiretée, les données issues de la climatologie CARS 2006 (axe de droite) ; à noter que ces deux axes sont différents. Pour les concentrations en chlorophylle, la ligne pleine représente la chlorophylle totale, somme des concentrations liées aux diatomées et aux flagellés (ligne tiretée et ligne pointillée, respectivement). Pour la production primaire, la ligne pleine représente la production totale, et la ligne pointillée, la production due aux nitrates.

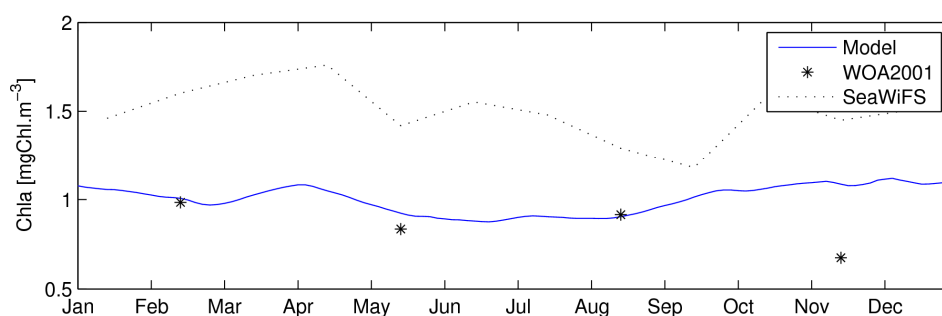


Figure 4.4: Cycle saisonnier des concentrations en chlorophylle-a (mgChl.m^{-3}) de surface, moyennées entre 22°S et 24°S et de la côte à 10°E . La ligne pleine représente les concentrations modélisées, les étoiles représentent la climatologie saisonnière WOA 2001, et la ligne pointillée, les données issues du capteur SeaWiFS.

4.1.4 Biomasse zooplanctonique

La biomasse zooplanctonique augmente en Septembre (fin d'hiver austral) et atteint un maximum au printemps et en été (jusqu'à $\sim 1.3 \text{ mmolN.m}^{-3}$), puis diminue en automne jusqu'à un minimum en début d'hiver ($\sim 0.8 \text{ mmolN.m}^{-3}$) (Figure 4.5). Le même cycle saisonnier peut être observé dans la série temporelle de *Kreiner and Ayon* (2008 ; Chapitre 1, Section 1.4.3). Cette série temporelle représente l'abondance de copépodes au large de Walvis Bay entre 2000 et 2007, avec une diminution du nombre d'individu en automne et une augmentation en hiver et au printemps, lié au cycle saisonnier de l'upwelling au large de Walvis Bay. Le cycle du zooplancton suit celui du phytoplancton, avec un temps de retard. En effet, la biomasse du zooplancton est maximale un mois et demi après le pic de chlorophylle-a totale, un temps de réponse de 3 à 8 semaines étant nécessaire aux copépodes pour répondre à l'augmentation de la biomasse phytoplanctonique (*Postel et al.*, 1995). Vers la fin du mois de Septembre, la biomasse zooplanctonique est suffisamment importante pour exercer une pression de broutage suffisante sur le phytoplancton (Figure 4.3). En Octobre, la biomasse de zooplancton continue d'augmenter alors que la production primaire reste élevée durant tout le printemps, jusqu'à Janvier lorsque celle-ci commence à diminuer.

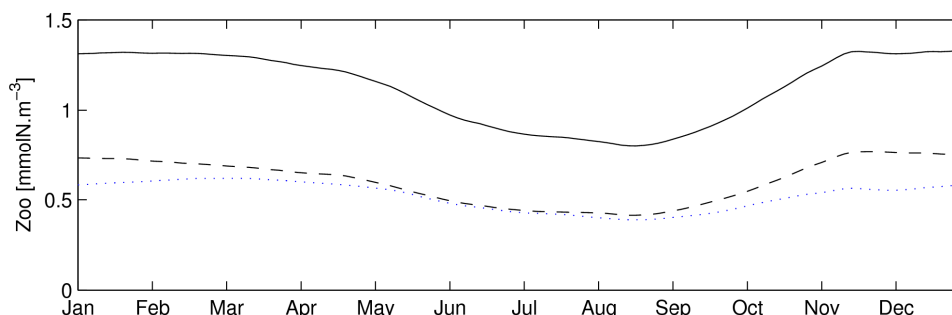


Figure 4.5: Cycle saisonnier des concentrations en zooplancton (mmolN.m^{-3}), moyennées sur les 50 premiers mètres de la colonne d'eau, entre 22°S et 24°S et de la côte à 10°E . La ligne pleine représente la biomasse totale du zooplancton, somme des concentrations de copépodes et ciliés (ligne tiretée et ligne pointillée, respectivement).

4.1.5 Oxygène et protoxyde d'azote

L'intense production primaire observée dans la zone étudiée génère une importante activité microbienne dans la colonne d'eau, qui consomme l'oxygène dissous par reminéralisation de la matière organique. Dans la zone intermédiaire, entre 100 et 600 m de profondeur au-dessus du plateau et du talus continental, de faibles concentrations en oxygène ($\sim 2.8 \text{ mL O}_2 \cdot \text{L}^{-1}$) sont simulées la première partie de l'année (Figure 4.6). *Monteiro et al.* (2006) ont rapporté que le minimum du cycle saisonnier pour l'oxygène, se développant typiquement vers la fin de l'été austral (Février - Avril), semble être généré par des changements dans les forçages physiques à grande échelle ainsi que par la variabilité des flux de production exportée suite à l'augmentation de la production nouvelle locale. En effet, le sous-courant de talus dirigé vers le pôle est particulièrement développé vers la fin de l'été lorsque le front Angola-Benguela descend plus au Sud ($\sim 18^{\circ}\text{S}$ contre $\sim 15^{\circ}\text{S}$ en hiver et au printemps). Ce sous-courant advecte les eaux SACW pauvres en oxygène dans le sous-système Nord du Benguela. De plus, les données de trappes à sédiment permettant de mesurer le carbone organique particulaire (POC ; Particulate Organic Carbon) mettent en évidence un cycle saisonnier bien marqué avec des pics de production exportée en début - milieu d'été, qui coïncide avec les taux de production nouvelle élevés. L'influence de ces deux mécanismes décrite par *Monteiro et al.* (2006) semble expliquer les minima d'oxygène saisonnièrement observés sur le plateau continental Namibien. Ces deux mécanismes semblent assez bien simulés par notre modèle, avec une production nouvelle basée sur les nitrates importante au printemps et en été ainsi qu'une production exportée maximum en été (détaillée dans la Section 4.1.7).

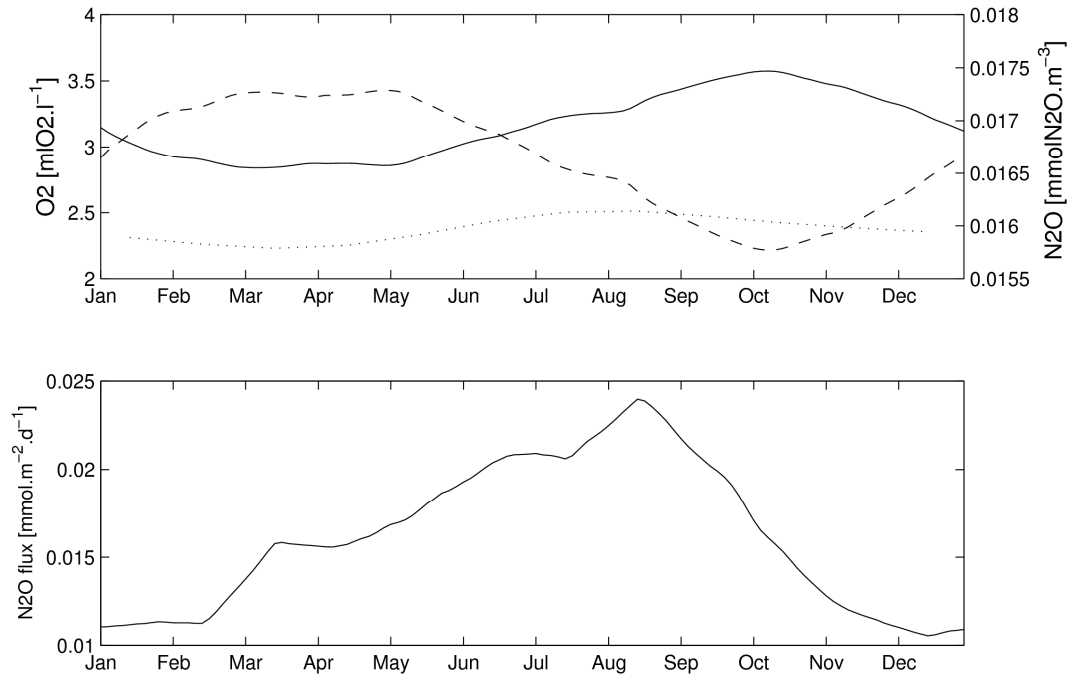


Figure 4.6: Cycle saisonnier des concentrations en oxygène (axe de gauche et ligne pleine : modèle, ligne pointillée : CARS 2006 ; $\text{mlO}_2 \cdot \text{l}^{-1}$) et en protoxyde d'azote (axe de droite et ligne tiretée ; $\text{mmolN}_2\text{O} \cdot \text{m}^{-3}$) (en haut), moyennées entre 100 et 600 m, entre 22°S et 24°S et de la côte à la fin du talus continental (isobathe 2500 m). Cycle saisonnier du flux de N₂O à l'interface océan-atmosphère ($\text{mmolN}_2\text{O} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$), moyenné sur la même zone.

Comme attendu avec la formulation de *Nevison et al.* (2003), les concentrations de N₂O sont inversement corrélées aux concentrations en oxygène, avec des concentrations maximales la première partie de l'année, entre Janvier et Juin (Figure 4.6). En moyenne, les concentrations en N₂O se situent entre 15.5 et 17.5 $10^{-3} \text{ mmolN}_2\text{O} \cdot \text{m}^{-3}$. Ces valeurs sont comparables aux quelques mesures *in-situ* dont nous disposons dans la zone (voir Section 2.2.4 et article présenté Section 3.2). Cependant, ces données sont représentatives de la fin du printemps – début de l'été. Dans le cadre du projet GENUS, d'autres prélèvements ont été effectués en 2010 et 2011 afin d'estimer les concentrations de N₂O dans la zone de l'upwelling de Namibie. Ces données seront disponibles d'ici quelques temps.

La zone de Walvis Bay agit toute l'année comme une source de N₂O pour l'atmosphère (Figure 4.6). Les flux de N₂O à l'interface océan-atmosphère présentent des valeurs faibles à la fin du printemps – début de l'été ($\sim 0.011 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) et sont multipliés par deux en hiver, avec un maximum en Août ($0.024 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$). Bien que la production de N₂O soit maximale la première partie de l'année, son dégazage vers l'atmosphère nécessite l'advection par upwelling des eaux de fond (du plateau et du talus) vers la surface, qui est maximale fin Août – début Septembre. Ces eaux, chargées en N₂O dissous se réchauffent au contact avec l'atmosphère, le coefficient de solubilité du N₂O diminue, entraînant une augmentation de la pression partielle de N₂O océanique en surface et donc un dégazage vers l'atmosphère. Ce maximum de flux de N₂O ne perdure pas durant toute la saison d'upwelling, il agit plus

comme un mécanisme de décharge des eaux riches en N_2O , qui une fois advectées vers la surface au début de la saison d'upwelling, n'ont pas le temps ni les conditions nécessaires pour se recharger en N_2O . Cette recharge se produira en été et automne suivant.

4.1.6 Nitrification, Dénitrification et Anammox

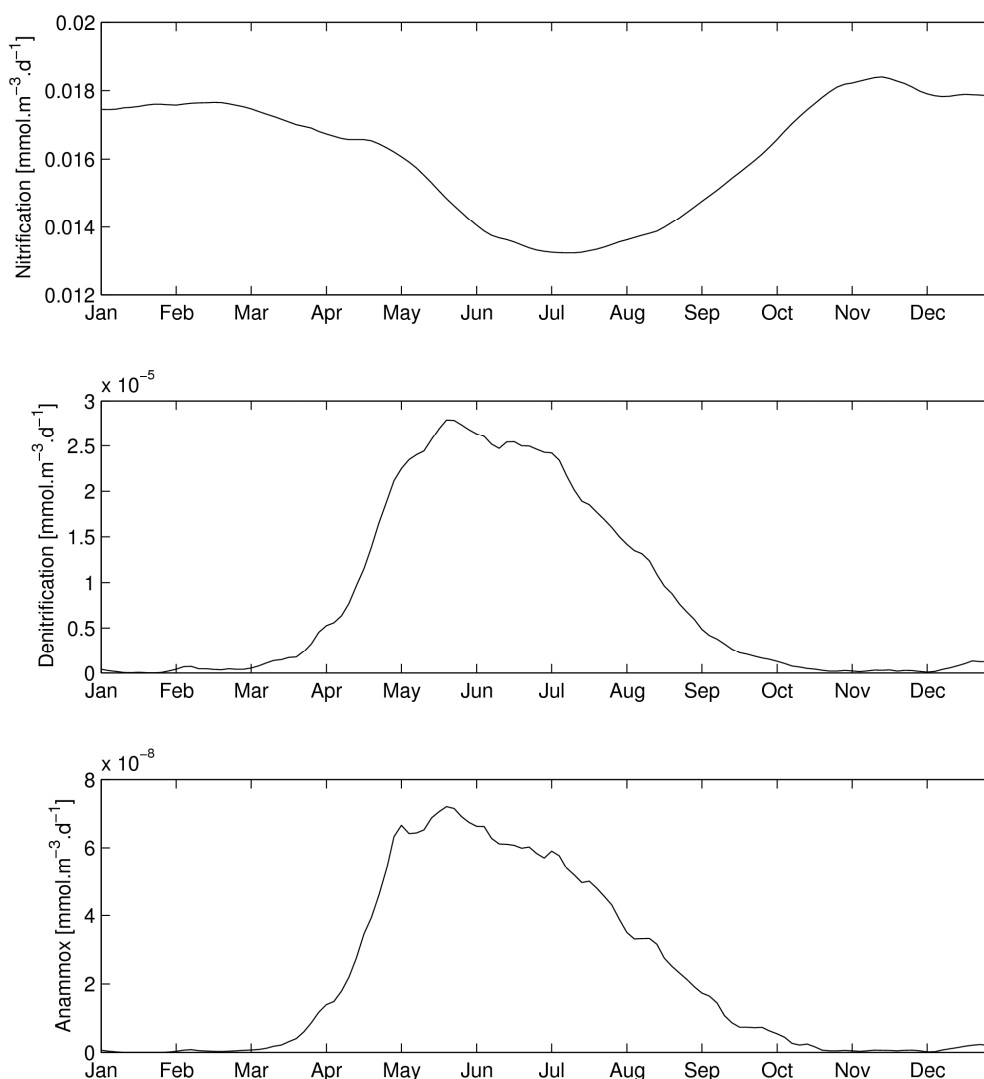


Figure 4.7: Cycle saisonnier des processus de nitrification (en haut), dénitrification (au milieu) et anammox (en bas), moyennés sur les 600 premiers mètres de la colonne d'eau, entre 22°S et 24°S et de la côte à la fin du talus continental (isobathe 2500 m).

Le processus de nitrification démarre en hiver et connaît un maximum en Novembre, puis reste élevé tout le printemps et l'été austral. Enfin, il diminue en automne et début d'hiver (Figure 4.7). Il suit le cycle saisonnier de la production primaire en surface (Figure 4.3), avec environ

un mois de retard. En effet, la matière organique produite en surface chute le long de la colonne d'eau où elle est reminéralisée. De plus, le pic de zooplancton se produit plusieurs semaines après le pic de biomasse en phytoplancton ; le zooplancton et ses productions de particules organiques (pelotes fécales, ...) représentent une importante source de matière organique pour la colonne d'eau, expliquant le retard entre production primaire et nitrification. L'ammonium ainsi formé est alors oxydé en nitrites, puis les nitrites en nitrates durant les deux étapes de la nitrification qui consomment l'oxygène dissous dans la colonne d'eau (Figure 4.7).

Les processus anoxiques de dénitrification et anammox sont quasiment inexistants d'Octobre à Mars, et se déclenchent en Avril, avec un maximum en Mai. Leur maximum en automne se produit à la fin de la période de production primaire et sédimentation verticale des particules. Ces deux processus se produisent dans une zone restreinte sur le plateau et le talus. Il serait nécessaire d'étudier la variation des concentrations en oxygène et autres variables dans cette même zone pour une meilleure compréhension du cycle saisonnier de ces processus.

4.1.7 Apports/exports de nitrates, DON et PON

Les nitrates sont exportés vers le gyre oligotrophe (au large de 10°E ; limite Ouest de notre domaine d'étude pour les bilans) par transport d'Ekman durant la période d'upwelling (fin d'hiver - début printemps ; Figure 4.8), avec un maximum en Septembre ($-0.18 \text{ mmolN.m}^{-3}.\text{d}^{-1}$). Cet export est compensé par l'advection verticale de nitrates mais aussi par l'advection méridienne depuis la cellule de Lüderitz, située au Sud de la zone étudiée. Les composantes zonale et méridienne présentent une très bonne corrélation ($R = -0.8$), laissant suggérer que le transport d'Ekman simulé dans la zone de Walvis Bay (22°S-24°S) est régi par la cellule de Lüderitz, plutôt que par l'upwelling côtier situé à la même latitude (22°S-24°S). Au total (somme des trois composantes de l'advection), le processus d'advection contribue à un gain de nitrates pour la zone étudiée, dû à l'advection verticale et méridienne de nitrates.

Les composantes dissoute (DON) et particulaire (PON) de l'azote organique sont, comme pour les nitrates, apportées par advection méridienne et par advection verticale en hiver, et exportées par transport d'Ekman au large de 10°E durant la même période (Figures 4.9 et 4.10). De même que pour les nitrates, les advections méridienne et zonale se compensent, avec un coefficient de corrélation de -0.77 pour le DON et de -0.89 pour le PON. Ainsi, la remarque précédente semble être confirmée : la cellule de Lüderitz joue un rôle majeur sur le transport d'Ekman au large de Walvis Bay. Dans le modèle, les temps de résidence du DON et du PON sont assez longs (~ 1 an et 6 mois, respectivement) ainsi, la matière organique dissoute et particulaire peut être advectée avant que les bactéries n'aient achevées de la dégrader. Par exemple, le pic d'advection horizontale de DON et PON visible en Mars, ne l'est pas dans les nitrates, car celui-ci est rapidement consommé, comparé au temps de résidence du DON et PON. Au total, les processus d'advection de DON et PON contribuent à un export d'azote par transport d'Ekman vers le gyre oligotrophe. Toutefois, cet export par advection est faible comparé à la sédimentation verticale des particules qui représente de loin le principal mécanisme d'export d'azote pour la zone étudiée (Figure 4.10). La sédimentation verticale du PON contribue à 90% de l'export total de PON (advection et sédimentation) en

hiver et à 97% au printemps et en été. Cet export sous la thermocline est maximal de Novembre à Mai, en corrélation avec la période d'intense production primaire (Figure 4.3), et se trouve largement alimenté par les gros détritus (LDET) (Figure 4.10).

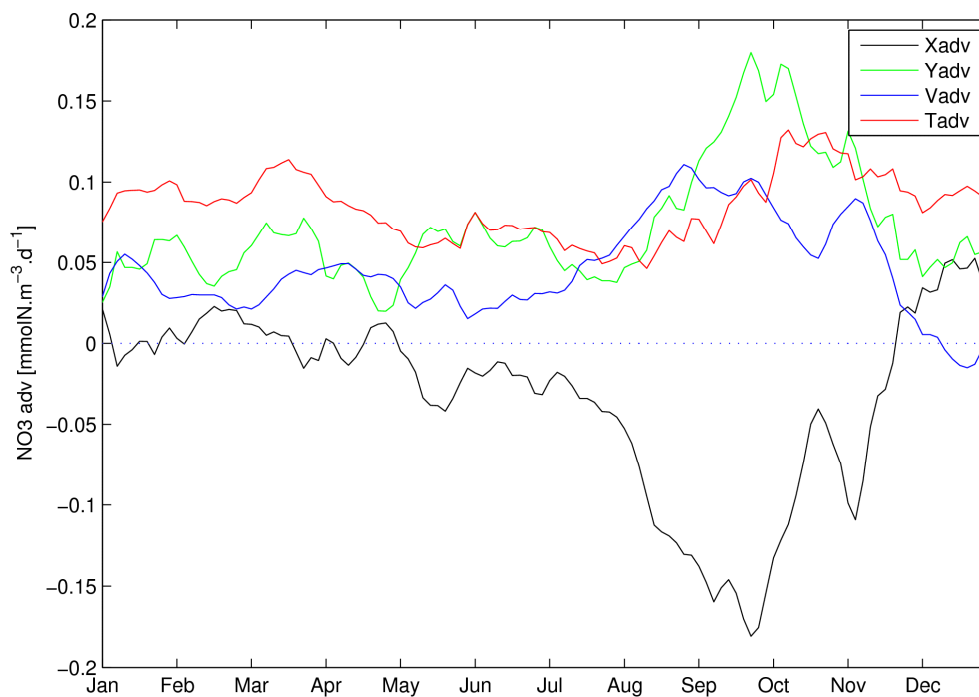


Figure 4.8: Cycle saisonnier du processus d'advection de nitrates ($\text{mmolN.m}^{-3}.\text{d}^{-1}$), moyenné sur les 50 premiers mètres de la colonne d'eau, entre 22°S et 24°S et de la côte à 10°E. Xadv, Yadv et Vadv représentent, respectivement, les composantes zonale, méridienne et verticale de l'advection, et Tadv représente la somme de ces trois composantes.

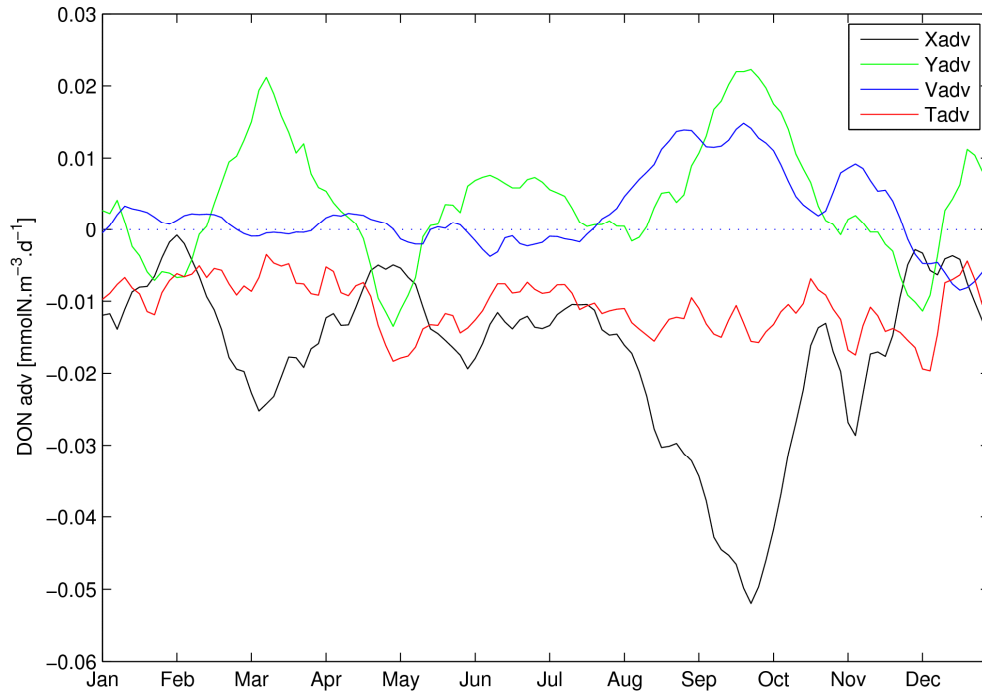


Figure 4.9: Cycle saisonnier du processus d'advection de DON ($\text{mmolN.m}^{-3}.\text{d}^{-1}$), moyenné sur les 50 premiers mètres de la colonne d'eau, entre 22°S et 24°S et de la côte à 10°E . X_{adv} , Y_{adv} et V_{adv} représentent respectivement les advections zonale, méridienne et verticale, et T_{adv} représente la somme des trois contributions au terme d'advection de DON.

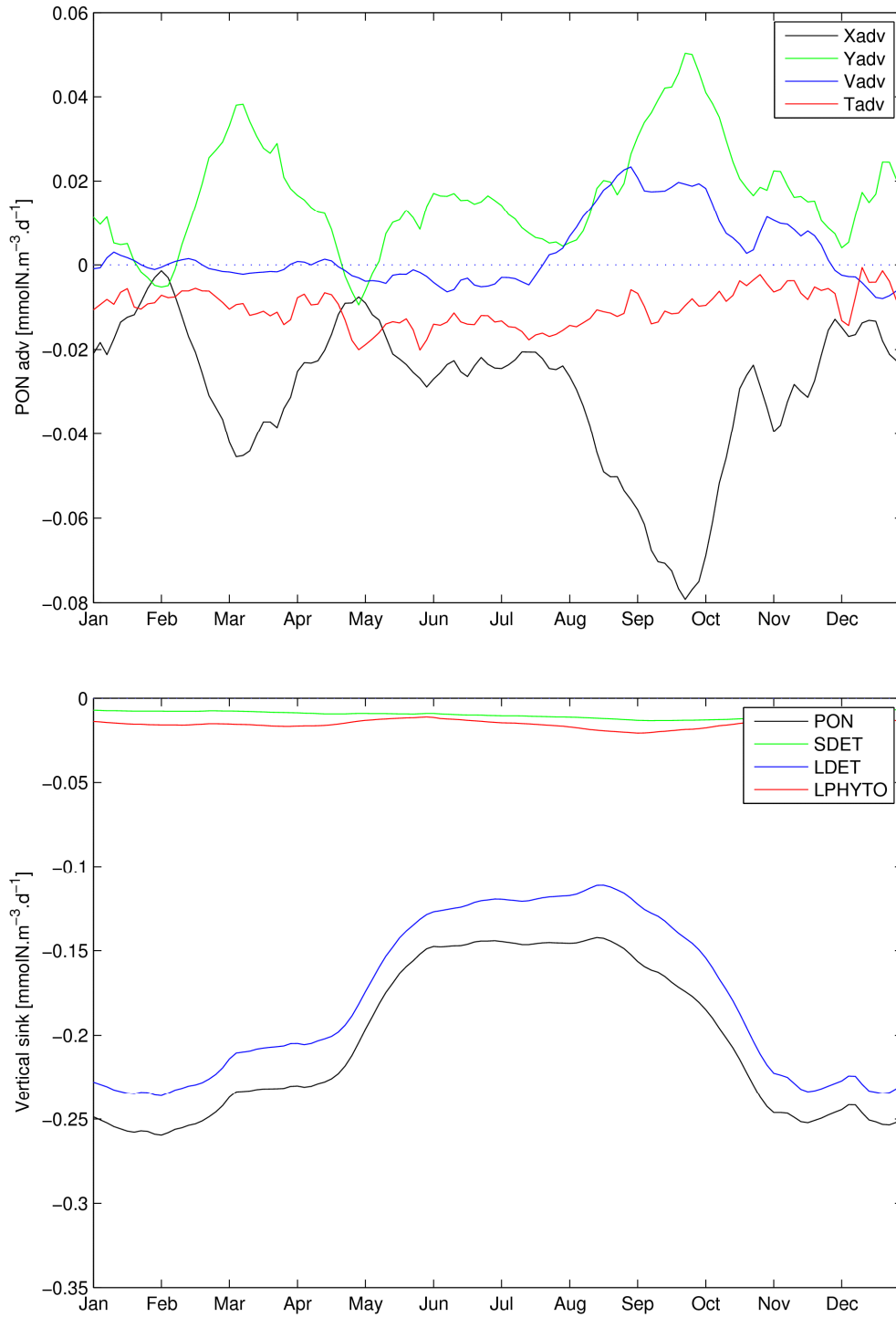


Figure 4.10: Cycle saisonnier du processus d'advection de PON ($\text{mmolN.m}^{-3}.\text{d}^{-1}$) (en haut) et de la sédimentation verticale des particules (en bas), moyennés sur les 50 premiers mètres de la colonne d'eau, entre 22°S et 24°S et de la côte à 10°E. X_{adv} , Y_{adv} et V_{adv} représentent respectivement les advections zonale, méridienne et verticale, et T_{adv} représente la somme des trois contributions au terme d'advection de PON.

4.2 Echanges côte-large : rôle des flux moyens et turbulents

L'analyse du bilan d'azote annuel, présenté dans l'article soumis au journal *Biogeosciences* (voir Chapitre 3), a été menée dans le but d'étudier les transferts d'azote dans le système de l'upwelling de Namibie. Pour cette analyse, les différents termes de l'équation d'évolution temporelle de chaque traceur biogéochimique C_i (rappelée ci-dessous) ont été étudiés.

Le bilan a été analysé dans la zone de Walvis Bay (entre 22°S et 24°S) et, différents sous-domaines ont été définis: sur l'horizontale, le domaine côtier (~ plateau continental) de la côte à la rupture de pente du plateau (isobathe 200 m) et le talus continental, entre les isobathes 200 et 2500 m ; sur la verticale, les 100 premiers mètres de la colonne d'eau, où se produit l'activité phytoplanctonique, la zone intermédiaire, située entre 100 et 600 m de profondeur, avec les processus de reminéralisation et la présence d'un minimum d'oxygène (OMZ), et enfin la zone profonde : entre 600 m et le fond. Pour aller plus loin dans l'analyse, le bilan sera également étudié au large de l'isobathe 2500 m, jusqu'à 10°E. De plus, quelques raffinements verticaux seront nécessaires pour bien capturer les différentes caractéristiques liées aux échanges de nitrates entre la côte et le large. Par exemple, la couche située entre la surface et 25 m de profondeur, ainsi que celle située entre 25 et 50 m seront étudiées plus précisément afin de ne pas négliger le transport d'Ekman vers le large et le courant de compensation situé en sub-surface.

Cette étude du bilan d'azote (Chapitre 3) a mis en évidence le rôle des processus advectifs dans les transferts d'azote de la zone de Walvis Bay. Pour approfondir ces résultats, les termes d'advection de nitrates, qui peuvent être décomposés en flux moyen (ou transport d'Ekman et géostrophique) et flux turbulent ou de Reynolds (représentant l'activité mésoéchelle), vont être étudiés plus précisément. En effet, de récentes études ont montré que l'activité mésoéchelle semblait diminuer la production biologique dans les EBUS (*Rossi et al.*, 2008, 2009 ; *Gruber et al.*, 2011), agissant ainsi contre le transport d'Ekman qui entraîne vers le large la zone enrichie en chlorophylle-*a* (proxi de la biomasse phytoplanctonique). *Gruber et al.* (2011) ont montré que les tourbillons et autres processus à mésoéchelle tendent à restratifier la colonne d'eau, avec un transport allant contre le transport dû au vent, se traduisant par la subduction des eaux récemment advectées par upwelling. Cette subduction transporte les eaux enrichies en nutriments vers le large, conduisant ainsi à une perte nette de nutriments pour le système de l'upwelling. Ce mécanisme a été montré pour le système de l'upwelling de Californie (*Gruber et al.*, 2011). Dans cette partie, le rôle des processus à mésoéchelle est étudié dans notre zone d'étude, le système de l'upwelling du Benguela.

4.2.1 Décomposition du terme d'advection totale : termes moyen et turbulent

Dans l'équation de la tendance temporelle d'un traceur C_i , détaillée à la Section 2.1.3 du Chapitre 2, les termes d'advection peuvent être décomposés en flux moyen et flux turbulent. L'équation d'évolution temporelle est rappelée ici:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{u} C_i) + K_h^c \Delta_h C_i + \frac{\partial}{\partial z} (K_v^c \frac{\partial C_i}{\partial z}) + SMS(C_i) \quad (4.1)$$

- $\frac{\partial C_i}{\partial t}$: la tendance temporelle du traceur C_i .
- $\nabla \cdot (\vec{u} C_i)$: le terme d'advection du traceur C_i , avec \vec{u} le vecteur vitesse.
- $K_h^c \Delta_h C_i$: le terme de mélange latéral (diffusion horizontale), avec K_h^c le coefficient de diffusion horizontal.
- $\frac{\partial}{\partial z} (K_v^c \frac{\partial C_i}{\partial z})$: le terme de mélange vertical, avec K_v^c le coefficient de diffusion turbulente.
- $SMS(C_i)$: les termes "sources-moins-puits" dû à l'activité biologique ou aux réactions chimiques, détaillés Section 2.1.3 du Chapitre 2.

Le processus d'advection d'un traceur $\nabla \cdot (\vec{u} C_i)$ s'écrit également de la manière suivante:

$$\nabla \cdot (\vec{u} C_i) = \frac{\partial(uC)}{\partial x} + \frac{\partial(vC)}{\partial y} + \frac{\partial(wC)}{\partial z} \quad (4.2)$$

Pour l'étude du bilan annuel, la moyenne temporelle de chaque composante (zonale, méridienne et verticale) peut se décomposer en un flux moyen et un flux turbulent. Par exemple, pour l'advection zonale, on obtient:

$$\overline{\frac{\partial(uC_i)}{\partial x}} = \frac{\partial(\overline{u} \overline{C_i})}{\partial x} + \overline{\frac{\partial(u' C_i')}{\partial x}} \quad (4.3)$$

- $\frac{\partial(\overline{u} \overline{C_i})}{\partial x}$: le flux moyen, incluant les contributions d'Ekman et géostrophique.
- $\overline{\frac{\partial(u' C_i')}{\partial x}}$: le flux turbulent, représentant l'activité à mésoéchelle (filaments et tourbillons).
- \overline{u} et $\overline{C_i}$ la moyenne temporelle de u et C_i .
- les flux turbulents : $u' = u - \overline{u}$ et $C_i' = C_i - \overline{C_i}$, sont déterminés à partir des sorties tous les trois jours, corrigés par la moyenne temporelle.

Ici, nous allons étudier la part de l'activité mésoéchelle dans l'advection des nitrates. Depuis le bilan d'azote présenté au Chapitre 3, nous avons prolongé la simulation du modèle couplé physique-biogéochimique afin d'obtenir des diagnostics sur cinq ans au lieu d'un an. Les diagnostics sur cinq ans permettent de calculer une moyenne temporelle de \overline{u} et $\overline{C_i}$ qui soit plus représentative de la dynamique de la zone d'étude.

4.2.2 Distribution spatiale des différentes contributions (termes moyen et turbulent) à l'advection totale des nitrates

La Figure 4.11 indique les contributions zonale, méridienne et verticale de l'advection des nitrates dans les différents sous-domaines étudiés au large de Walvis Bay (22°S – 24°S). Les pourcentages entre parenthèses représentent la part due à l'activité moyenne et celle due à l'activité turbulente. Différentes couleurs permettent d'accéder rapidement aux résultats intéressants de ce travail. Une première observation concerne l'importance de l'écart-type par rapport à la valeur moyenne sur cinq ans. Sur le plateau continental, l'écart-type présente une valeur faible (inférieur à un tiers de la valeur moyenne ; souligné en jaune sur la figure) alors que sur le talus et au large, l'écart-type est supérieur à la valeur moyenne (souligné en rose sur la figure). Le second point qui ressort de ce bilan provient de la part de l'activité mésoéchelle sur l'advection totale des nitrates. Alors que l'activité turbulente ne contribue que faiblement à l'advection sur le plateau continental, celle-ci présente une contribution non négligeable sur le talus et au large. Ces résultats indiquent que sur le plateau continental, les différentes contributions (zonale, méridienne et verticale) au processus d'advection de nitrates sont gouvernées par la partie moyenne, avec des valeurs assez stables sur les cinq années diagnostiquées. Au contraire, les fluctuations sont importantes au large du plateau, avec des termes qui peuvent changer de signe d'une année à l'autre. Cette forte variabilité sur le talus et au large semble être liée à l'activité mésoéchelle qui contribue de manière notable aux différents termes d'advection de nitrates. Cette contribution turbulente peut aller dans le même sens ou au contraire en sens opposé à la contribution moyenne. Intégrée sur la colonne d'eau complète (Figure 4.12), l'activité turbulente au-dessus du talus constitue une perte de $-18.3 \pm 7.8 \cdot 10^{10} \text{ molN.yr}^{-1}$ (soit -915% de l'advection totale) et tend à compenser l'apport dû à la partie moyenne ($+20.3 \pm 5.1 \cdot 10^{10} \text{ molN.yr}^{-1}$; soit +1015% de l'advection totale). Au large, les parties moyenne et turbulente de l'advection totale de nitrates contribuent toutes les deux à une perte de nitrates, expliquée à 67% par le terme moyen ($-6.5 \pm 7.6 \cdot 10^{10} \text{ molN.yr}^{-1}$) et à 33% par le terme turbulent ($-3.1 \pm 11.1 \cdot 10^{10} \text{ molN.yr}^{-1}$). L'écart-type est dans ce cas très important et nécessiterait d'estimer ces flux sur une période d'intégration plus longue du modèle couplé afin de vérifier cette variabilité pour les flux turbulents.

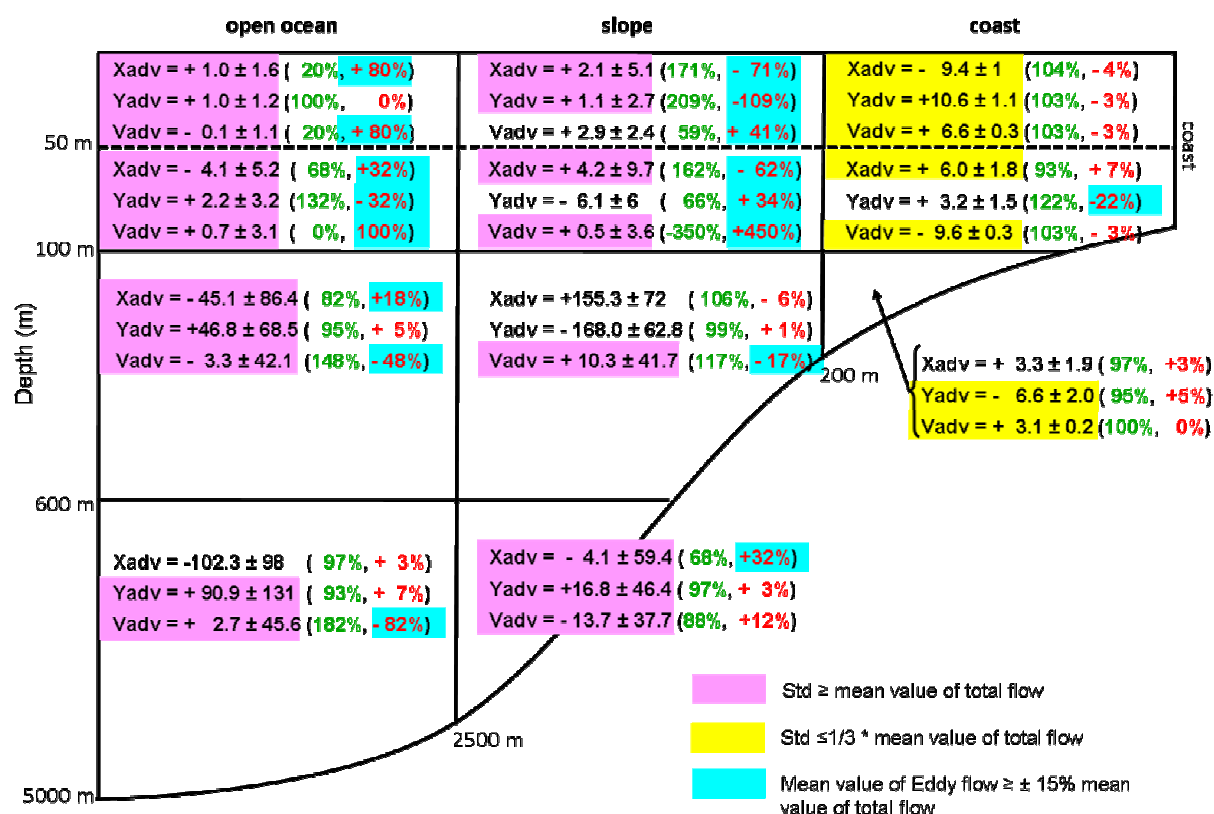


Figure 4.11: Perte ou gain d'azote ($10^{10} \text{ molN.yr}^{-1}$) par les advections zonale (Xadv), méridienne (Yadv) et verticale (Vadv) dans les différents sous-domaines étudiés au large de Walvis Bay ($22^{\circ}\text{S} - 24^{\circ}\text{S}$). Entre parenthèses, les contributions (en terme de pourcentage) moyenne et fluctuante sur 5 ans sont indiquées en vert et en rouge, respectivement.

a) Total flow		open ocean	slope	coast	coast
0 m	5000 m	$X_{adv} = -150.5 \pm 173$ $Y_{adv} = +140.9 \pm 167$ $(X+Y)_{adv} = -9.6 \pm 6.7$ (68%, + 32%)	$X_{adv} = +157.6 \pm 107$ $Y_{adv} = -155.6 \pm 105$ $(X+Y)_{adv} = +2 \pm 3$ (1015%, -915%)	$X_{adv} = -0.2 \pm 4.6$ $Y_{adv} = +7.2 \pm 4.4$ $(X+Y)_{adv} = +7 \pm 0.3$ (107%, -7%)	
b) Mean flow		$X_{adv} = -139 \pm 174$ $Y_{adv} = +132.5 \pm 177$ $(X+Y)_{adv} = -6.5 \pm 7.6$	$X_{adv} = +171.5 \pm 105$ $Y_{adv} = -151.2 \pm 108$ $(X+Y)_{adv} = +20.3 \pm 5.1$	$X_{adv} = -1 \pm 4.5$ $Y_{adv} = +8.5 \pm 4.5$ $(X+Y)_{adv} = +7.5 \pm 0.1$	coast
0 m	5000 m				
c) Eddy flow		$X_{adv} = -11.5 \pm 8.4$ $Y_{adv} = +8.4 \pm 14.8$ $(X+Y)_{adv} = -3.1 \pm 11.1$	$X_{adv} = -13.9 \pm 5.3$ $Y_{adv} = -4.4 \pm 8.7$ $(X+Y)_{adv} = -18.3 \pm 7.8$	$X_{adv} = +0.8 \pm 0.3$ $Y_{adv} = -1.3 \pm 0.4$ $(X+Y)_{adv} = -0.5 \pm 0.3$	coast
0 m	5000 m				

Figure 4.12: Perte ou gain d'azote ($10^{10} \text{ molN.yr}^{-1}$) par les advections zonale (X_{adv}), méridienne (Y_{adv}) et horizontale ($X+Y_{adv}$) intégrée sur la colonne d'eau complète pour le plateau continental, le talus et l'océan ouvert au large de Walvis Bay ($22^{\circ}\text{S} - 24^{\circ}\text{S}$). L'advection verticale n'apparaît pas ici car, intégré sur toute la colonne d'eau, V_{adv} est nul. a) Advection totale, b) terme moyen et c) terme fluctuant. Entre parenthèses, les contributions (en terme de pourcentage) moyenne sur 5 ans et fluctuante sont indiquées en vert et en rouge, respectivement.

La distribution spatiale de l'advection horizontale (zonale et méridienne) intégrée sur la colonne d'eau complète (Figure 4.13) confirme la contribution des termes moyens et fluctuants. Sur le plateau continental, et plus particulièrement entre la côte et l'isobathe 100 m, l'advection des nitrates est due au terme moyen (Figure 4.13b), avec un écart-type faible (Figure 4.14b). Intégré sur toute la colonne d'eau, l'apport de nitrates sur le plateau provient de l'advection méridienne par le flux moyen, avec $+7.2 \pm 4.4 \cdot 10^{10} \text{ molN.yr}^{-1}$ (Figure 4.12). L'advection zonale est négligeable sur toute la colonne d'eau ($0.2 \pm 4.6 \cdot 10^{10} \text{ molN.yr}^{-1}$; Figure 4.12). En effet, l'export vers le large par transport d'Ekman ($-9.4 \pm 1 \cdot 10^{10} \text{ molN.yr}^{-1}$; Figure 4.11) est compensé en profondeur par l'advection d'eaux riches en nitrates sur le plateau continental ($+6 \pm 1.8 \cdot 10^{10} \text{ molN.yr}^{-1}$ entre 50 et 100 m et $+3.3 \pm 1.9 \cdot 10^{10} \text{ molN.yr}^{-1}$ entre 100 m et le fond; Figure 4.11). Au large du plateau, les contributions moyenne et fluctuante sont anti-corrélées, avec un maximum (positif pour le terme moyen et négatif pour le terme fluctuant) au niveau du talus, entre les isobathes 200 et 2500 m (Figures 4.13b et 4.13c).

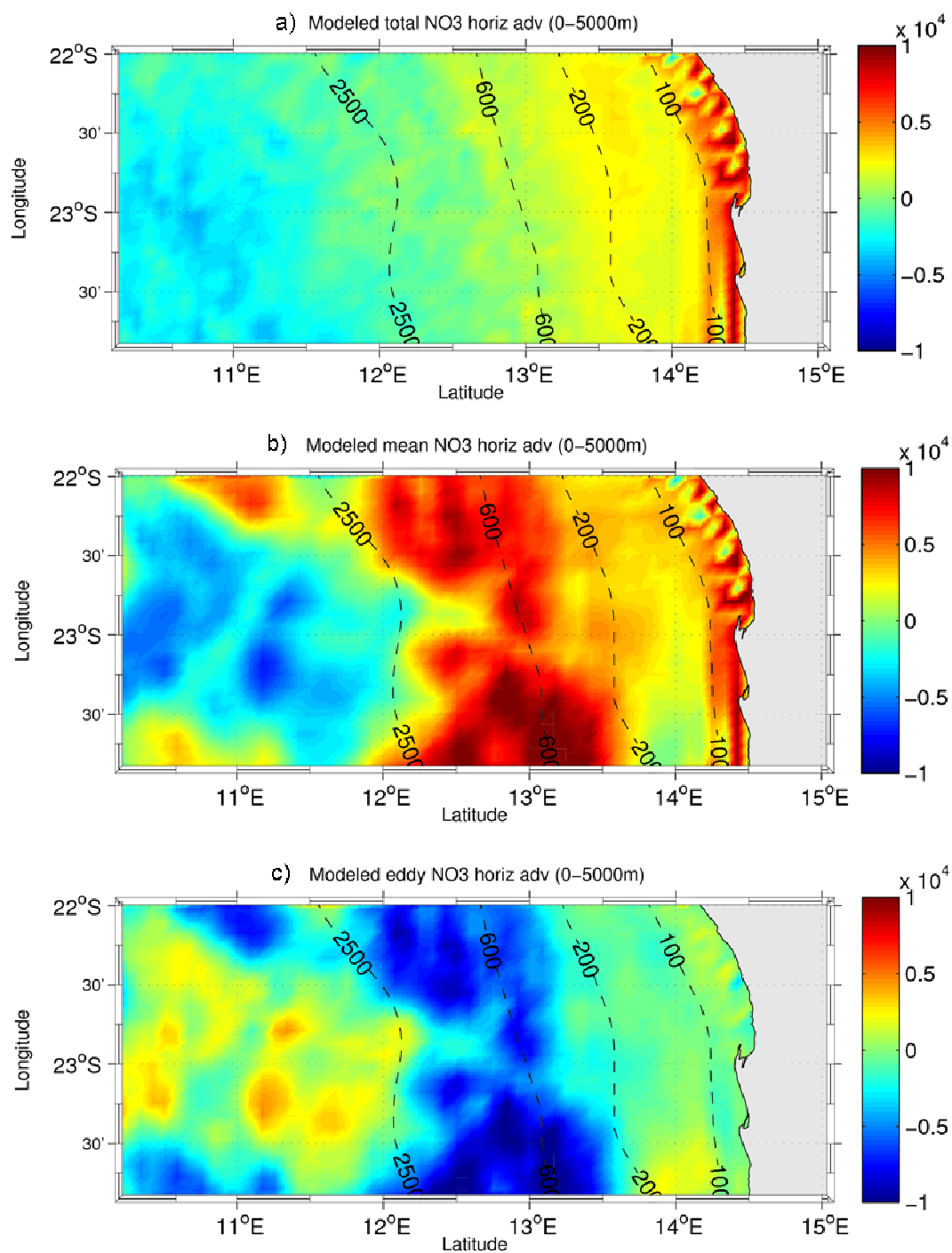


Figure 4.13: a) Advection horizontale (zonale et méridienne) de nitrates, intégrée sur la colonne d'eau complète ($\text{mmolN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$), b) contribution moyenne et c) contribution fluctuante.

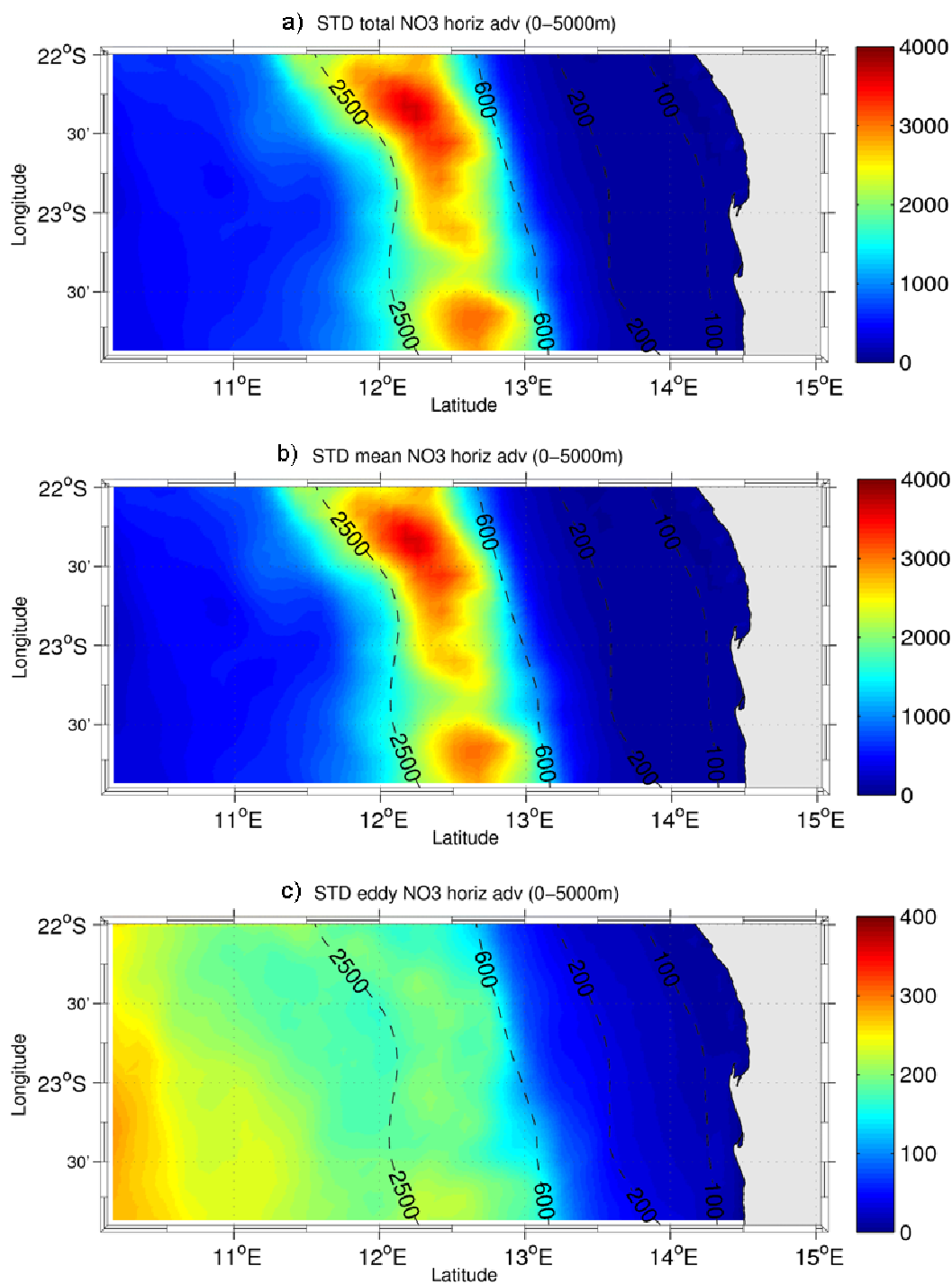


Figure 4.14: a) Ecart-type de l'avection horizontale (zonale et méridienne) de nitrates, intégrée sur la colonne d'eau complète ($\text{mmolN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$), b) écart-type de la contribution moyenne et c) écart-type de la contribution fluctuante.

4.2.3 Transport total des nitrates et rôle de l'activité mésoéchelle

L'analyse des Figures 4.11 à 4.13 présentées précédemment ainsi que les sections verticales suivantes (Figures 4.15 et 4.16) permettent de comprendre le transport total des nitrates au large de Walvis Bay et le rôle de l'activité mésoéchelle sur ce transport, schématisé par le diagramme présenté Figure 4.17. Concernant le transport total, les nitrates sont advectés vers la côte entre 100 et 500 m de profondeur par le flux moyen (Figures 4.15 et 4.17). Le sous-courant de talus dirigé vers le pôle advecte également des eaux riches en nutriments originaires du dôme d'Angola. Cet apport méridien à 22°S ajouté à l'apport zonal dirigé vers la côte génère une advection méridienne de nitrates plus importante à la frontière Sud du domaine (24°S). Pour cette raison, le bilan net est négatif pour l'advection méridienne entre 100 et 500 m de profondeur au-dessus le talus continental (Figure 4.15). Le rotationnel négatif du vent génère une remontée d'eau riche en nutriments au niveau du talus continental. Une partie remonte jusqu'à la surface alors que l'autre partie est advectée sur le plateau avant de remonter à la surface le long de la côte (Figures 4.15 et 4.17). Sur le plateau continental, entre la côte et l'isobathe 100 m (soit environ 50 km de large), le courant côtier du Benguela advecte des eaux riches en nitrates depuis le Sud (cellule de Lüderitz) vers le Nord (Figures 4.15 et 4.17). Sur le plateau continental, les eaux remontées et transportées par le courant côtier du Benguela sont ensuite advectées vers le large par transport d'Ekman (Figures 4.15 et 4.17) ; ce transport est très important dans les 50 premiers km à la côte, puis il diminue. Sous cette couche de surface dominée par le transport d'Ekman vers le large (de la surface à environ 25 m de profondeur), un courant de compensation dirigé vers la côte est simulé entre 25 et 50 m de profondeur.

Les flèches bleues de la Figure 4.17 représentent un résumé schématique du transport total de nitrates par advection. Le rôle de l'activité turbulente est indiqué par les flèches rouges. Sur le talus continental, la mésoéchelle participe à la remontée d'eau profonde (entre 200 et 400 m de profondeur) par les vitesses verticales positives (tourbillons cycloniques,...). Une partie des nitrates est directement advectée vers le large (entre 50 et 200 m de profondeur), avant d'avoir atteint la surface. Cet export représente une perte d'azote pour l'écosystème de l'upwelling et un gain pour l'océan ouvert. En surface et sub-surface, la mésoéchelle agit dans le même sens que le transport total de nitrates, avec une advection vers le large dans les 25 premiers mètres et une advection dirigée vers la côte entre 25 et 50 m de profondeur. La mésoéchelle contribue de manière significative au large de la rupture de pente entre le plateau et le talus continental, alors que sur le plateau continental, les transports d'Ekman et géostrophique sont dominants.

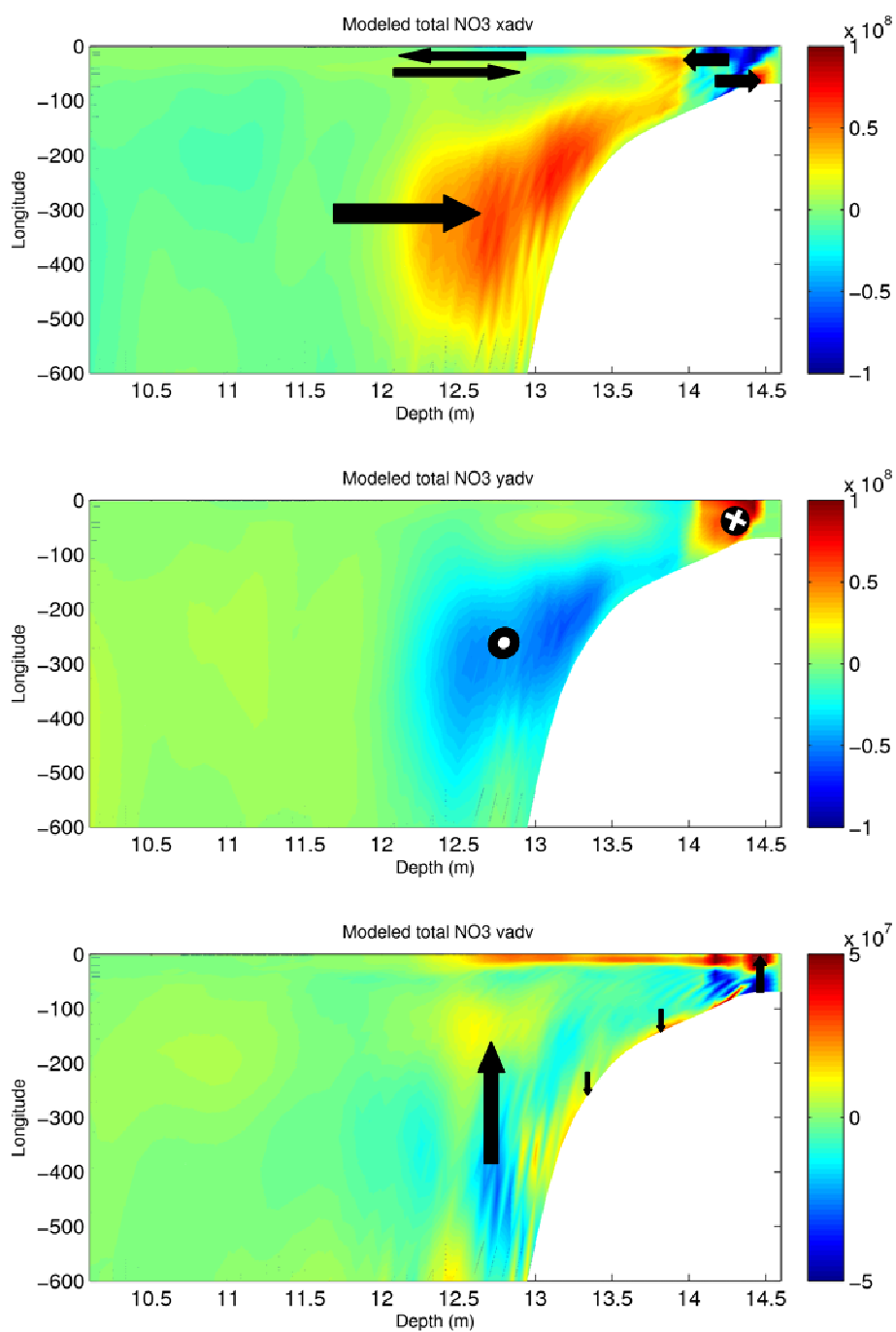


Figure 4.15: Section verticale de l'advection a) zonale, b) méridienne et c) verticale de nitrates, intégrée entre 22°S et 24°S ($\text{mmolN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$).

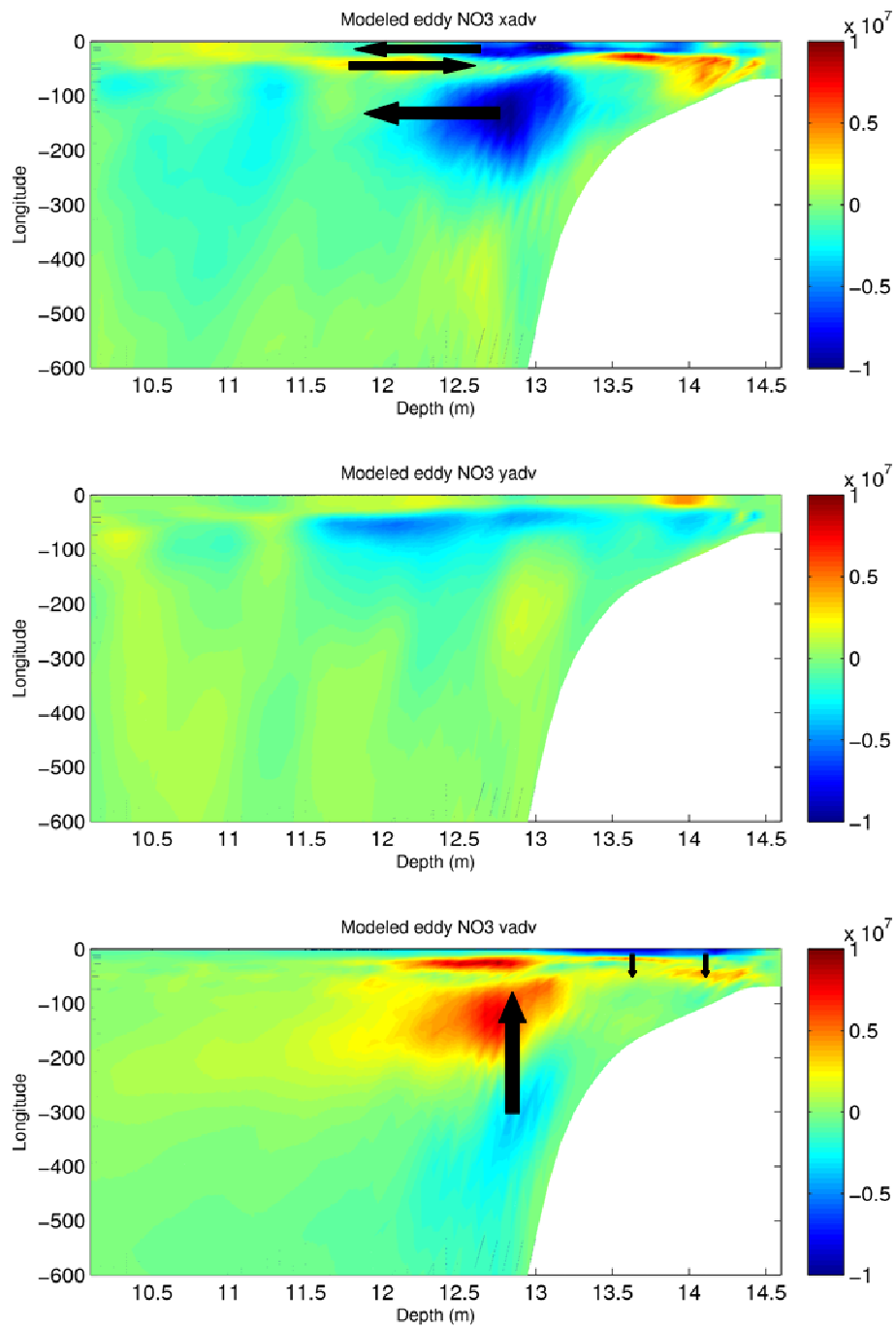


Figure 4.16: Section verticale de la contribution turbulente à l'advection a) zonale, b) méridienne et c) verticale de nitrates, intégrée entre 22°S et 24°S ($\text{mmolN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$).

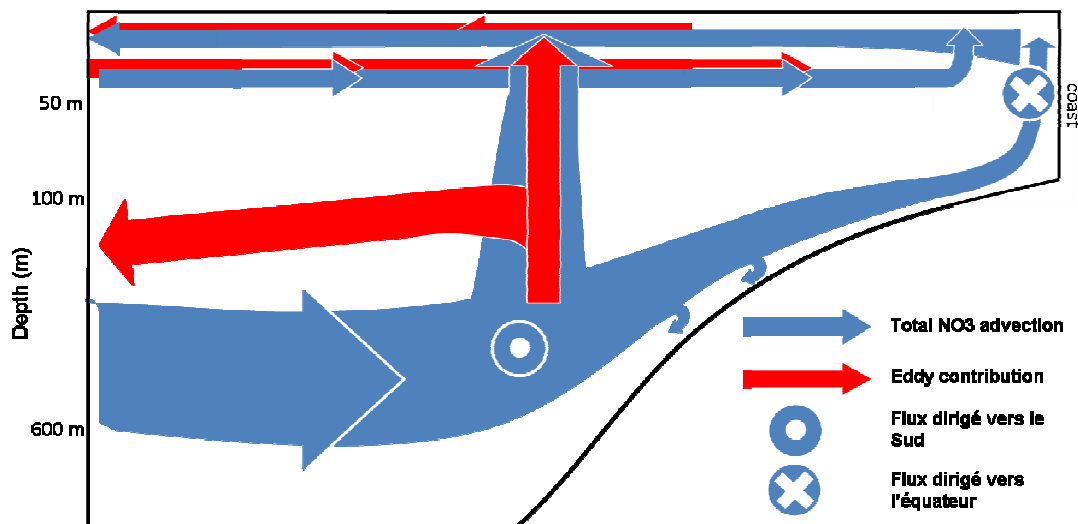


Figure 4.17: Diagramme illustrant le rôle des tourbillons à mésoéchelle (flèches rouges) sur le transport des nutriments total (flèches bleues).

Le rôle de la mésoéchelle étudié à l'aide du modèle couplé au large de la Namibie met en évidence un schéma un peu différent de celui décrit par *Gruber et al.* (2011) pour le système de Californie (Figure 4.18). Leur étude a montré que les processus à mésoéchelle génèrent un transport latéral superficiel dirigé vers le continent, une subduction et un transport vers le large en profondeur des eaux riches en nutriments récemment advectées par upwelling. Dans notre étude, le transport d'azote vers le large en profondeur (entre 50 et 200 m) semble similaire à celui décrit en Californie. Toutefois, le mécanisme de génération de ce transport semble sensiblement différent entre le Benguela et la Californie. Ces deux systèmes d'upwelling se distinguent par leur bathymétrie. Alors que le Benguela possède un plateau continental bien développé (environ 100 km de large), la bathymétrie de la zone de Californie se caractérise par une pente abrupte et l'absence de plateau continental à cause de la nature sismiquement active de la région (avec la faille de San Andreas). Cette différence topographique permet une boucle de circulation sur le plateau continental Namibien qui est absente en Californie (Figures 4.17 et 4.18). Si l'on suppose que le talus continental Namibien se comporte comme la côte Californienne vis-à-vis des processus mésoéchelle, l'activité mésoéchelle étant très réduite sur le plateau continental Namibien, il serait intéressant d'étendre notre analyse plus loin au large afin d'analyser l'activité mésoéchelle sur une distance zonale équivalente à l'étude de *Gruber et al.* (2011). De plus, des simulations avec des résolutions horizontales différentes, par exemple à 15 ou 60 km comme dans *Gruber et al.* (2011 ; supplementary material), ainsi qu'une simulation linéaire permettrait de confirmer nos résultats, notamment sur le rôle de la mésoéchelle sur le transport total de nitrates dans la zone de Walvis Bay.

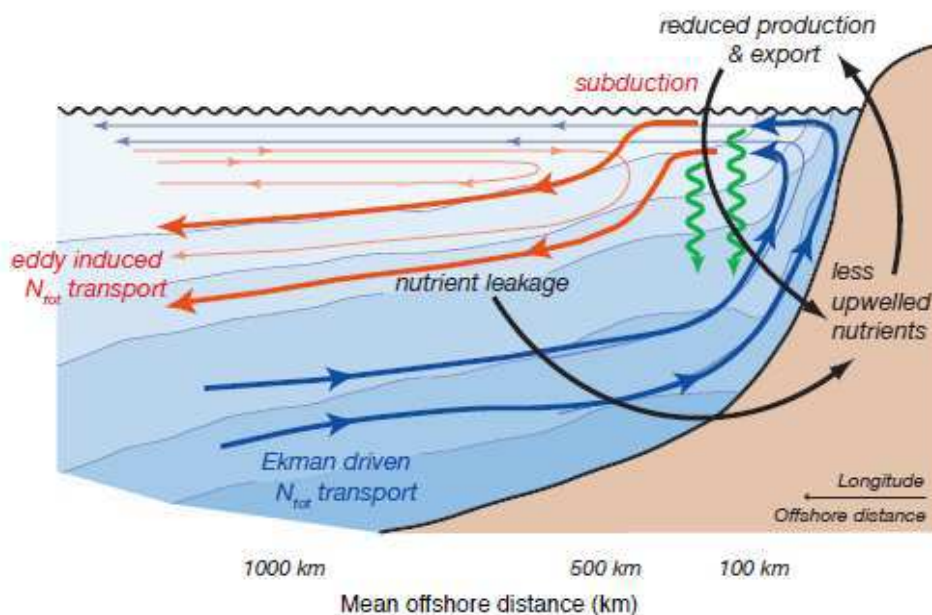


Figure 4.18: Diagramme illustrant le rôle des tourbillons à mésoéchelle sur la circulation côtière, le transport des nutriments, la production et l'export de matière organique. Les lignes épaisses indiquent le transport d'azote total, les lignes fines représentent la circulation. Les transports et circulations dues à Ekman sont indiqués en bleu. Les flèches rouges montrent les transports et vitesses dus aux tourbillons. D'après Gruber et al. (2011).

4.2.4 Variabilité saisonnière du transport de nitrates (termes moyen et turbulent) sur le plateau et talus continentaux

L'évolution temporelle de l'advection totale des nitrates sur le plateau continental met en évidence un cycle saisonnier bien marqué pour les composantes horizontale et verticale (Figure 4.19). L'advection verticale par upwelling est minimum en été et maximum en hiver austral (Figure 4.19d), en relation avec les vents favorables à l'upwelling (les Alizés) dans la région. Il en résulte un transport d'Ekman vers le large maximum en hiver sur les 50 premiers mètres de la colonne d'eau (Figure 4.19a), et un courant de compensation profond (en dessous de 50 m ; non montré). En été, le transport vers le large est plus faible et ne concerne que les 25 premiers mètres, le courant de compensation est plus superficiel et compense le transport d'Ekman si l'on intègre sur les 50 premiers mètres de la colonne d'eau, expliquant le faible transport zonal observé en été austral (Figure 4.19a). Concernant le transport méridien près de la côte, le courant côtier du Benguela advecte plus de nitrates vers le Nord en hiver (avec une largeur zonale plus importante) qu'en été austral (Figures 4.19b et 4.20), en relation avec l'intensité de la cellule de Lüderitz, située au Sud de la zone étudiée ici. Le sous-courant dirigé vers le pôle a une position bien distincte en fonction des saisons, il se localise sur le plateau continental (entre 100 et 200 m de profondeur) en été austral alors qu'il est plus profond, au niveau du talus (entre 200 et 300 m de profondeur) en hiver austral (Figure 4.20). Cette analyse a permis de synthétiser les principales caractéristiques saisonnières du transport total de nitrates sur le plateau continental Namibien (Figure 4.21).

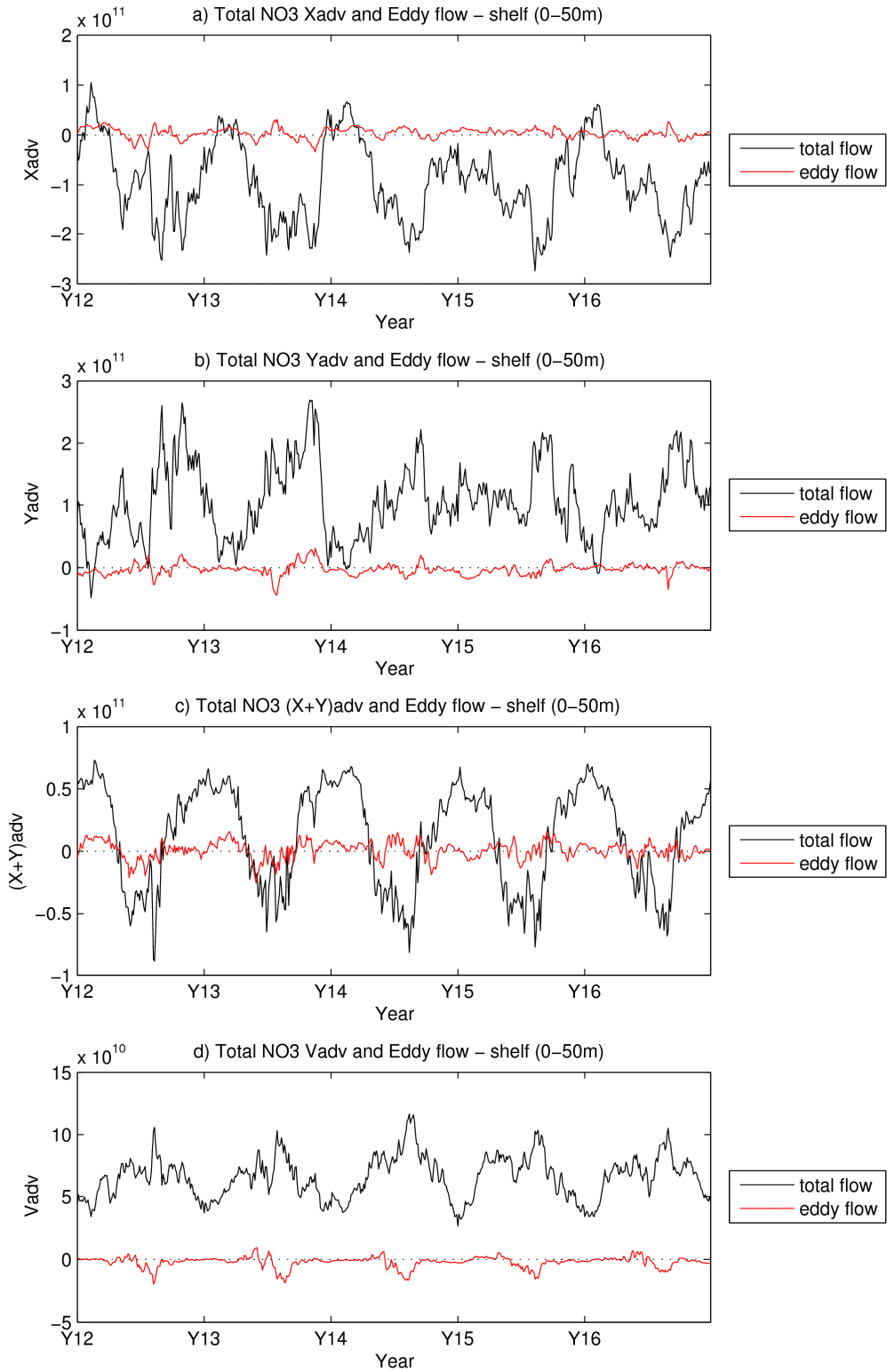


Figure 4.19: Evolution temporelle du transport total de nitrates (en noir) et du transport turbulent (en rouge) intégré entre 22°S et 24°S sur le plateau continental (de la côte à l'isobathe 200 m) et sur les 50 premiers mètres de la colonne d'eau, en molN.yr^{-1} : a) transport zonal, b) méridien, c) horizontal (zonal + méridien), et d) transport vertical.

Nos résultats sont en accord avec les observations de *Mohrholz et al.* (2008). En effet, ces auteurs ont décrit la variation saisonnière des masses d'eau présentes sur le plateau continental Namibien (voir Section 1.4.5 du Chapitre 1). Bien que dans notre étude nous considérons les transports de nitrates et *Mohrholz et al.* (2008) considèrent quant à eux les fractions de masses d'eau présentes sur le plateau continental, les mêmes caractéristiques sont retrouvées. En hiver austral, les eaux SACW¹ du bassin du Cap (ESACW²) progressent vers la partie Nord du Benguela, sur le plateau Namibien. En été austral, la profondeur de la couche d'eau affectée par le transport d'Ekman s'amincit, et les eaux SACW originaires du bassin d'Angola pénètrent sur le plateau continental du sous-système Nord du Benguela, advectées par le sous-courant dirigé vers le pôle.

La Figure 4.19 confirme le rôle secondaire du transport turbulent sur le plateau continental, précédemment mis en évidence. Même en additionnant les composantes zonale et méridienne du transport de nitrates, la turbulence ne joue pas un rôle important dans l'advection totale des nitrates sur le plateau (bien sûr à l'échelle des processus turbulents résolus avec une résolution horizontale de $1/12^\circ$). Concernant la variabilité temporelle, le transport turbulent horizontal ne montre pas de saisonnalité marquée, comparé au cycle saisonnier de l'advection verticale. En effet, les processus turbulents génèrent une légère perte de nitrates par advection verticale en hiver dans les 50 premiers mètres de la colonne d'eau (Figure 4.19d) durant le maximum d'upwelling, alors qu'ils sont très faibles le reste de l'année.

Sur le talus continental (Figure 4.22), la saisonnalité du transport de nitrates est difficile à mettre en évidence. La variabilité temporelle est importante et se traduit sur des échelles de temps plus courtes sûrement liées à la mésoéchelle. Le transport de nitrates présenté Figure 4.22 est intégré sur toute la colonne d'eau, mais la même constatation est faite en ne considérant que l'un ou l'autre des différents sous-domaines. Quand à la part de la turbulence sur le transport de nitrates, elle est négligeable si l'on considère les composantes horizontales séparément (Figures 4.22a et 4.22b) mais, elle joue un rôle significatif en additionnant les composantes zonale et méridienne de l'advection de nitrates (Figure 4.22c). La corrélation entre le transport total et le transport turbulent est forte, avec un coefficient de corrélation de 0.75.

¹ South Atlantic Central Water

² Eastern South Atlantic Central Water

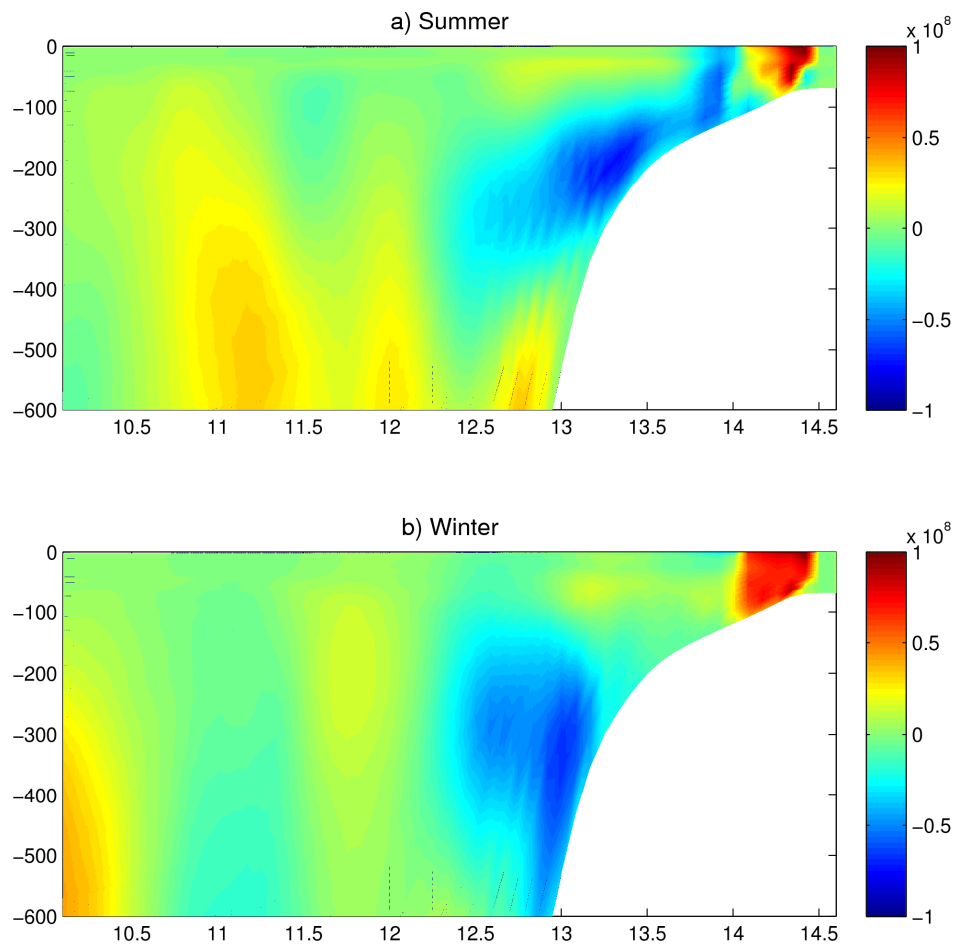


Figure 4.20: Sections verticales du transport méridien de nitrates ($\text{mmolN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$) dans la zone de Walvis Bay: transport total de nitrates en été (a) et en hiver austral (b).

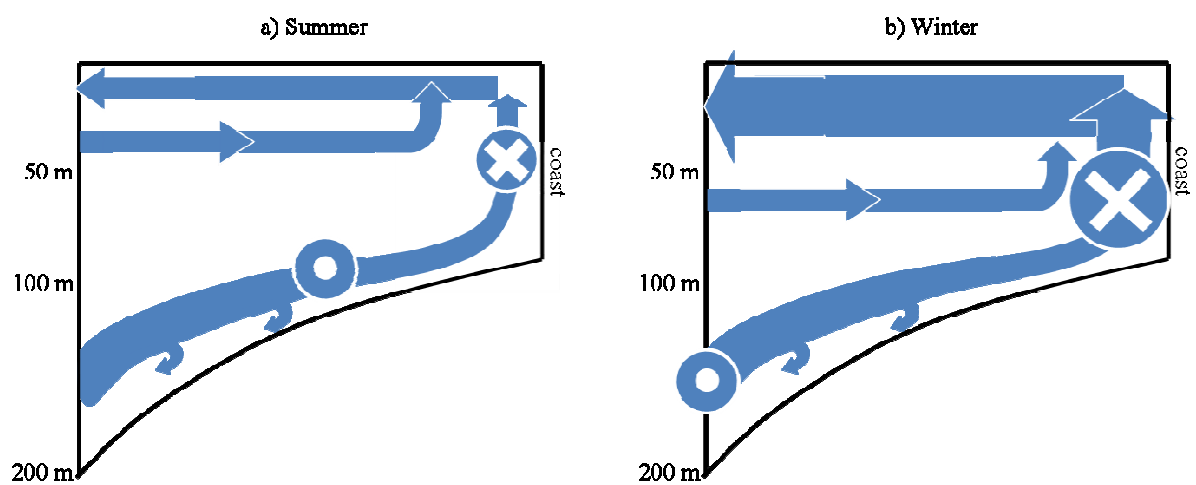


Figure 4.21: Schéma de la variabilité saisonnière du transport total de nitrates dans la zone de Walvis Bay : transport de nitrates en été (a) et en hiver austral (b).

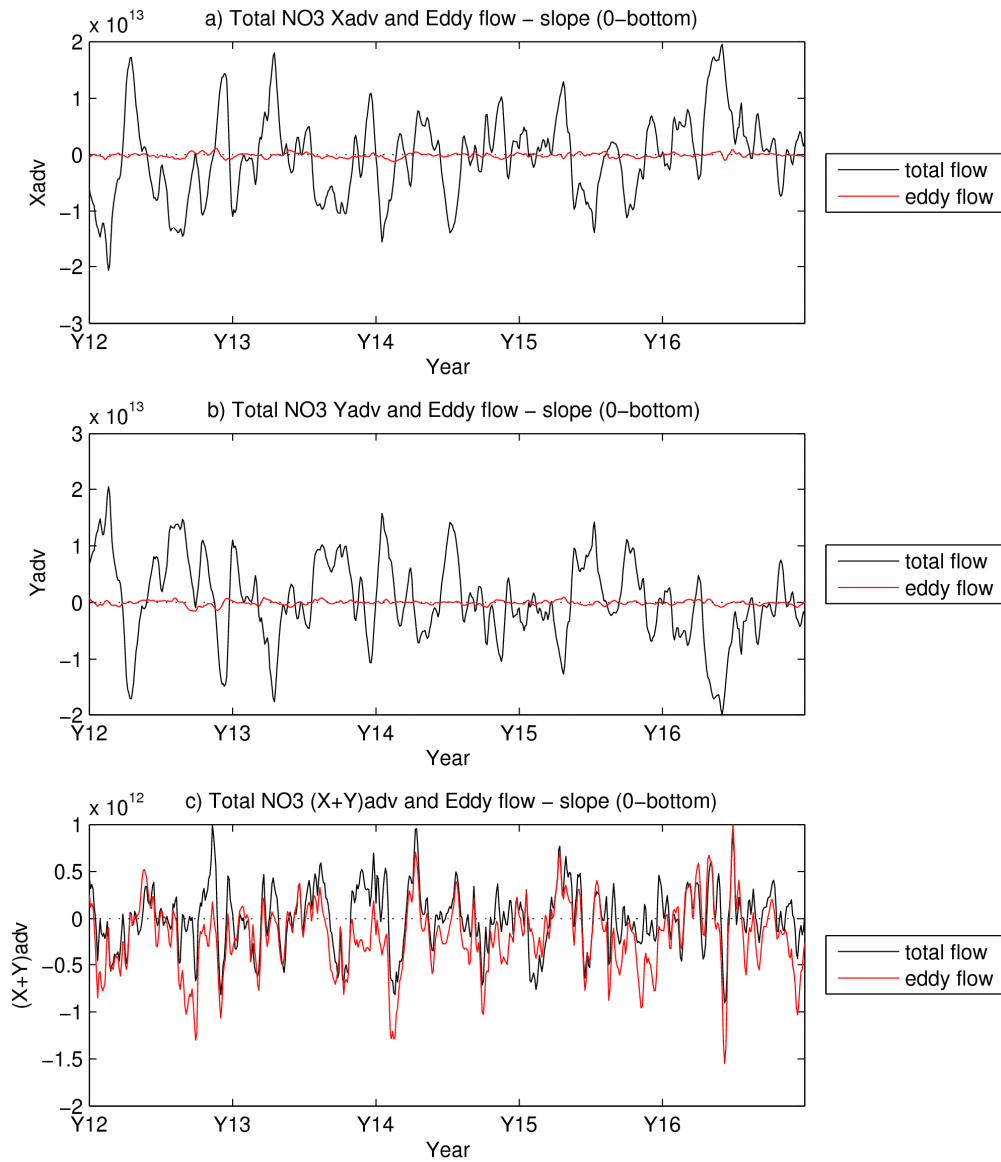


Figure 4.22: Evolution temporelle du transport total de nitrates (en noir) et du transport turbulent (en rouge) intégré entre 22°S et 24°S sur le talus continental (entre les isobathes 200 et 2500 m) et sur toute la colonne d’eau, en molN.yr^{-1} : a) transport zonal, b) méridien, c) horizontal (zonal + méridien). Sur la colonne d’eau complète, le transport vertical est nul.

4.2.5 Conclusion

Cette analyse de l’advection des nitrates avec la contribution du transport moyen et turbulent a permis de mettre en évidence différents points :

- le transport total de nitrates est gouverné par le transport d’Ekman sur le plateau, alors que ce même transport est fortement perturbé par l’activité mésoéchelle sur le talus continental.

- le cycle saisonnier du transport de nitrates est bien marqué sur le plateau continental, alors qu'une variabilité plus haute fréquence est observée sur le talus, sûrement liée à la mésoéchelle.
- le schéma du rôle de la mésoéchelle est un peu différent de celui décrit pour l'upwelling de Californie (*Gruber et al.*, 2011).

Ces résultats préliminaires seront approfondis, grâce à des simulations complémentaires. Ainsi une simulation linéaire et des simulations avec des résolutions horizontales moins fines pourraient confirmer la part de l'activité mésoéchelle sur le transport total de nitrates.

Conclusions et Perspectives

1. Conclusions

Le principal objectif de cette thèse était d'étudier les interactions entre l'océan côtier et l'océan ouvert dans la zone de l'upwelling du Benguela, située au large des côtes d'Afrique du Sud et de Namibie, à l'aide d'un outil numérique et de données satellites et *in-situ*. La première étape de ce travail a donc été consacrée au développement d'un modèle biogéochimique adapté à la zone d'étude (BioEBUS ; **B**io**g**eochemical model for **E**astern **B**oundary **U**pwelling **S**ystems) et prenant en compte les processus caractéristiques des systèmes d'upwelling de bord Est (EBUS) et des zones de minimum d'oxygène (OMZ) associées, tels que les processus de dénitrification et d'anammox qui entraînent une perte d'azote dans la région. Ce modèle a ensuite été couplé au modèle hydrodynamique ROMS et une configuration centrée sur le système de l'upwelling de Namibie (sous-système Nord du Benguela) a été mise au point. L'étape d'ajustement des valeurs des paramètres du modèle de biogéochimie et de validation du modèle couplé ROMS/BioEBUS nous a permis de représenter au mieux la distribution des différents traceurs biogéochimiques (nutriments, oxygène, concentrations en chlorophylle-*a*, ...) de la côte à l'océan ouvert. Les champs modélisés ont alors été confrontés à différents types de données (satellites et *in-situ*) disponibles dans la zone de l'upwelling de Namibie. La configuration climatologique mise au point pendant ma thèse représente correctement les champs issus des climatologies CARS (2006 et 2009) et WOA (2001). Toutefois, elle ne peut représenter l'importante variabilité interannuelle du système de l'upwelling de Namibie, observée dans les données *in-situ*. La zone de minimum d'oxygène au niveau du talus continental est bien représentée, ce qui n'est pas souvent le cas dans les modèles océaniques, notamment les modèles globaux et encore moins les modèles couplés océan-atmosphère utilisés pour les scénarios futurs du climat (IPCC). Les champs modélisés sont en bon accord avec les données satellites et *in-situ* en utilisant des critères quantitatifs (corrélation, écart-type, RMS,...), nous permettant d'approfondir notre étude et de répondre aux différentes questions posées durant cette thèse (voir l'Introduction). Les flux d'advection-diffusion et ainsi que les termes sources et puits des différentes composantes du modèle biogéochimique ont été étudiés afin de comprendre et d'estimer les transferts d'azote depuis la côte vers l'océan ouvert, l'export d'azote sous la couche de surface, les émissions de N₂O à l'interface océan-atmosphère ainsi que le rôle de l'activité mésoéchelle dans le système de l'upwelling de Namibie.

L'upwelling du Benguela : source significative d'azote pour l'océan ouvert ?

Au-dessus du plateau continental Namibien, l'export de matière organique s'effectue principalement par advection de matière organique dissoute (DOM) (32%) et sédimentation verticale de matière organique particulaire (POM) (50%), dont une importante quantité (39%) arrive au niveau des sédiments superficiels du plateau continental avant d'avoir été dégradée, et se retrouve ainsi piégée dans les sédiments. Le talus continental représente également une perte nette d'azote avec la principale contribution du processus de sédimentation verticale de POM (84%). Cette importante quantité de matière organique qui sédimente le long de la colonne d'eau entraîne une intense activité de reminéralisation bactérienne qui consomme l'oxygène dissous. Cette activité biogéochimique locale associée à l'advection par le sous-courant dirigé vers le pôle de masses d'eau provenant du bassin d'Angola (South Atlantic Central Waters), pauvres en oxygène, permet le maintien d'une OMZ dans la zone intermédiaire (entre 100 et 600 m de profondeur) au-dessus du plateau et au niveau du talus continental Namibien. Les processus de dénitrification et anammox liés à l'OMZ contribuent à une perte d'azote ($2.2 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$), toutefois relativement faible comparée aux autres flux d'advection-diffusion et autres sources et puits des différentes composantes du système biogéochimique, mais comparable au flux de N_2O vers l'atmosphère ($5.5 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$). Ces pertes d'azote par dénitrification et anammox sont sensiblement sous-estimées, comparées aux quelques données disponibles sur le plateau continental Namibien (Kuypers *et al.*, 2005 ; Lavik *et al.*, 2009). Cette constatation suggère l'importance d'inclure un module de sédiment pour représenter les processus biogéochimiques actifs à l'interface eau-sédiment et dans les eaux au-dessus du sédiment, sur le plateau continental Namibien, notamment la demande sédimentaire en oxygène et nitrates.

L'export total d'azote estimé à 10°E entre la zone de Walvis Bay et le Gyre Subtropical de l'Océan Atlantique Sud, et extrapolé sur tout le Benguela ($0.38 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$) montre une contribution significative de la zone de l'upwelling pour la production primaire du Gyre Subtropical. L'impact du système de l'upwelling du Benguela pour les apports d'azote vers le gyre oligotrophe de l'océan Atlantique Sud est du même ordre de grandeur que les autres sources d'azote susceptibles de soutenir la production primaire des gyres subtropicaux (de 0.01 à $0.24 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$; Charria *et al.*, 2008b). Une configuration à plus grande échelle, telle que la configuration SafE couplée au modèle BioEBUS, permettra d'affiner l'estimation de cet export et donc cette source d'azote possible pour le Gyre Subtropical, car la zone de Walvis Bay est une région particulièrement productive du système de l'upwelling du Benguela.

L'upwelling du Benguela : source ou puits de N_2O ?

Cette étude a également mis en évidence le rôle du système de l'upwelling de Namibie comme source de N_2O pour l'atmosphère. En effet, les émissions de N_2O estimées pour le domaine côtier situé au large de Walvis Bay (8.1 GgN.yr^{-1}) pourraient contribuer à 4% des émissions totales des EBUS, alors que cette même zone ne représente pas plus de 1.2% des EBUS en terme de surface. Nos estimations de flux de N_2O à l'interface océan-atmosphère

ont pu être confrontées aux premières données de N_2O disponibles dans la zone côtière de l'upwelling du Benguela (Verheye and Ekau, 2009 ; programme GENUS) et présentent un bon accord avec ces quelques données. En raison des conditions anoxiques fréquentes qui favorisent la production de N_2O , la région de Walvis Bay représente une zone significative d'émissions de N_2O pour la zone du Benguela. Ainsi, il est nécessaire de mieux comprendre le cycle océanique du N_2O afin d'améliorer la paramétrisation du N_2O dans les modèles globaux océaniques et plus particulièrement dans les EBUS, ces zones constituant une source majeure de N_2O pour l'atmosphère.

Flux à mésoéchelle : une contribution significative dans les interactions côte-large ?

Pour approfondir ces résultats et comprendre le rôle des processus à mésoéchelle dans les transferts d'azote, les termes d'advection simulés ont été décomposés en flux moyen (transports d'Ekman et géostrophique) et flux turbulent ou de Reynolds (représentant l'activité mésoéchelle). Cette analyse a permis de mettre en évidence la répartition spatiale de l'activité turbulente, avec un rôle très faible sur le plateau continental, et une contribution significative dans l'advection de nitrates sur le talus continental et au large du talus. Sur le plateau, les processus d'advection de nitrates sont gouvernés par le flux moyen, avec un cycle saisonnier bien établi et un écart-type faible sur la série temporelle étudiée (5 ans). En revanche, sur le talus continental, le transport de nitrates présente une forte variabilité associée à l'activité mésoéchelle, avec de forts écart-types et une variabilité temporelle haute fréquence. L'activité turbulente au-dessus du talus tend à compenser l'apport de nitrates par le flux moyen, en exportant les nitrates vers le large en sub-surface.

A l'aide de modélisation couplée physique/biogéochimie, ces travaux de thèse ont permis d'améliorer les couplages physiques/biogéochimiques ainsi que la compréhension des écosystèmes d'upwelling de bord Est et leur impact local et régional. A l'issue de mes travaux de thèse, les apports d'azote depuis la zone de l'upwelling vers le gyre oligotrophe de l'océan Atlantique Sud semblent comparables aux autres sources d'azote possibles pour le gyre. Les pertes d'azote par dénitrification et anammox liées à l'OMZ sont équivalentes aux pertes par émission de N_2O vers l'atmosphère, mais sont sous-estimées par rapport aux estimations *in-situ* dont nous disposons. Les flux de N_2O à l'interface océan-atmosphère sont largement significatifs comparés à la taille de la zone, en superficie. Enfin, mes travaux de thèse montrent l'importance des processus à mésoéchelle dans le transport total d'azote au large du plateau continental Namibien.

2. Perspectives

Les systèmes d'upwelling de bord Est sont actuellement étudiés avec un intérêt tout particulier. En effet, leur importante contribution à la biomasse marine globale et aux pêches mondiales n'est plus à démontrer. Toutefois, les processus biogéochimiques complexes dans ces systèmes d'upwelling associés à des zones de minimum d'oxygène (OMZ) ne sont pas encore complètement compris et, leur représentation dans les modèles océaniques doit être améliorée. Mes travaux de thèse ouvrent des pistes de recherche variées dont certaines sont évoquées ci-dessous.

Rôle de la mésoéchelle

Tout d'abord, l'étude en cours du rôle de la mésoéchelle sur les apports d'azote dans le système de l'upwelling du Benguela nécessite d'être approfondie. Par exemple, une simulation linéaire actuellement en cours permettra de confirmer la part de l'activité mésoéchelle sur le transport total de nitrates. Nous avons dans un premier temps concentré nos efforts sur le transport de nitrates, mais il serait également intéressant de regarder le rôle de la mésoéchelle sur l'advection de matière organique dissoute et particulaire. En effet, le rôle de la mésoéchelle sur la biogéochimie dans les EBUS n'a été étudiée que très récemment (Rossi *et al.*, 2008, 2009 ; Lathuilière *et al.*, 2010 ; Gruber *et al.*, 2011), et aucune ne se concentre sur le système de l'upwelling du Benguela. Nous chercherons à vérifier le rôle inhibiteur de la mésoéchelle sur la production mis en évidence à partir des données satellites (Rossi *et al.*, 2008, 2009) et les processus associés. Notamment, l'advection turbulente des nutriments vers le large en sub-surface, mise en évidence par notre étude, permet-elle d'expliquer ce rôle inhibiteur de la mésoéchelle ?

Flux de N₂O à l'interface océan-atmosphère

Dans le cadre de notre collaboration avec les scientifiques impliqués dans le projet allemand GENUS, nos estimations du flux annuel de N₂O à l'interface océan-atmosphère et des concentrations de N₂O dans la colonne d'eau ont pu être confrontées aux premières mesures *in-situ* effectuées dans la zone côtière de l'upwelling du Benguela. Bien que le flux de N₂O simulé soit en bon accord avec les quelques mesures faites, le modèle couplé ne représente pas la production de N₂O liée à la dénitrification. D'autres paramétrisations de production de N₂O seront prochainement testées dans le modèle BioEBUS en collaboration avec H. Bange du Leibniz-Institut for Marine Science - Marine Biogeochemistry (Kiel, Allemagne) et T. Rixen du Leibniz Center for Tropical Marine Ecology (Bremen, Allemagne), notamment celle proposée par Freing *et al.* (2009), plus adaptée aux OMZs. Nous estimerons également la sensibilité de nos estimations de flux de N₂O à l'interface océan-atmosphère aux différentes paramétrisations de la vitesse de transfert liée au vent.

Processus contraignant l'OMZ

Le modèle couplé physique/biogéochimie a été validé pour l'azote et l'oxygène. Le bilan d'azote a été étudié. Toutefois, pour compléter ce travail, l'étude du bilan d'oxygène est nécessaire afin de bien comprendre le rôle des processus biogéochimiques locaux et des processus d'advection à plus grande échelle dans l'établissement et le maintien de l'OMZ au large des côtes Namibiennes. En effet, différentes études (*Monteiro and van der Plas*, 2006 ; *Monteiro et al.*, 2006, 2008) suggèrent que la consommation locale d'oxygène lors de la reminéralisation de la matière organique représente un élément clé pour la formation de l'OMZ, mais ne peut maintenir à elle seule les faibles concentrations en oxygène mesurées sur la plateau Namibien. L'advection vers le Sud des eaux tropicales d'Angola, pauvres en oxygène, advectées par le sous-courant dirigé vers le pôle détermineraient l'intensité et l'étendue de l'OMZ au-dessus du plateau Namibien. Cette étude du bilan d'oxygène dans l'upwelling du Benguela pourra être confirmée à l'aide de la configuration SAfE couplée à BioEBUS, prenant en compte les zones proches de l'équateur. Actuellement, cette configuration a été validée à l'aide de différents types de données, notamment pour l'oxygène, dans le cadre du projet MEECE (*Le Vu et al.*, 2011).

Voici un exemple représentant les concentrations en oxygène dans le minimum d'oxygène et la comparaison avec celles déduites de la climatologie CARS. Nous pouvons remarquer les eaux pauvres en oxygène provenant de la zone d'Angola et advectées notamment par le sous-courant de talus dirigé vers le pôle dans l'upwelling de Namibie (Figure 1). Les ondes côtières provenant de l'équateur pourraient aussi jouer un rôle dans le maintien de l'OMZ à certaines périodes de l'année, mais ne sont pas prises en compte dans la configuration SAfE, dont la limite Nord se situe à 5°S. Après validation, le bilan d'oxygène et la contribution relative des processus physiques (advection, diffusion) et biogéochimiques (ammonification, nitrification,...) ont été étudiés et montrent une contribution respective de 40% et 60% pour maintenir l'OMZ (contribution déterminée pour la zone 19°S-25°S, de la côte à 6°E), avec une contribution des processus physiques qui augmente en hiver. Je suis co-auteur de ce travail qui sera soumis au journal Biogeosciences d'ici Juin 2011 (*Le Vu et al.*, 2011).

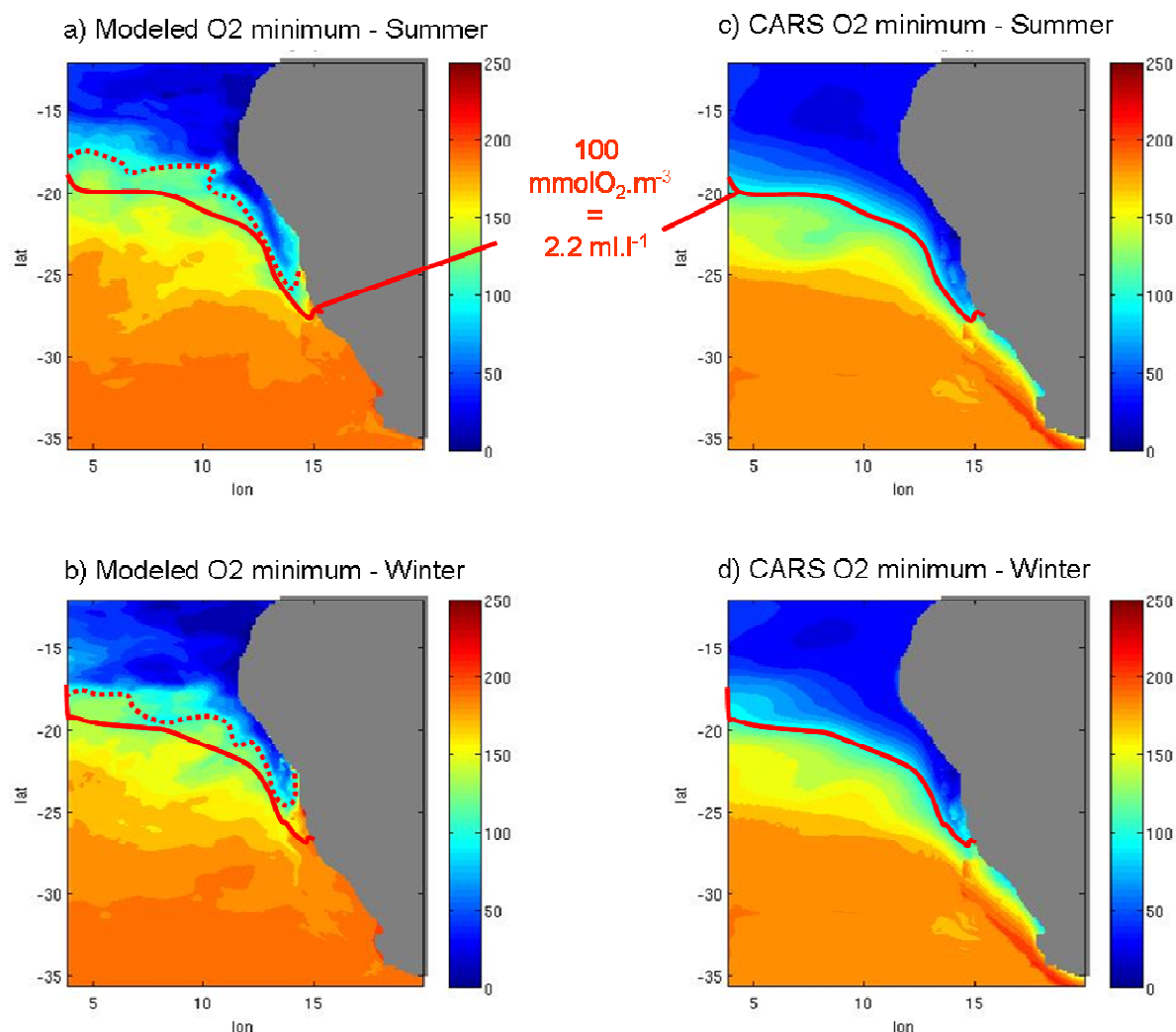


Figure 1: Minimum d'oxygène ($\text{mmolO}_2.\text{m}^{-3}$) simulé par le modèle couplé ROMS-BioSUS en configuration SAfE en été (a) et en hiver (b) et minimum d'oxygène issu des données mensuelles de la climatologie CARS en été (c) et en hiver (d).

Upwelling du Benguela : source ou puits de CO_2 ?

De même, le cycle du carbone et notamment les flux de CO_2 à l'interface océan-atmosphère dans la zone de l'upwelling du Benguela pourront être étudiés, le modèle incluant les variables d'état pour le carbone inorganique total dissous et l'alcalinité totale. D'après les différentes observations présentées Section 1.4.6 de cette thèse, il semble que l'océan se comporte comme une source de CO_2 pour l'atmosphère au niveau de l'upwelling qui advecte des eaux profondes et riches en carbone inorganique dissous, et un puits de CO_2 atmosphérique au large de la zone d'upwelling lorsque les processus biologiques dominent. Toutefois, le bilan net du flux de CO_2 à l'interface océan-atmosphère dans le système complet n'est pas encore connu, les parties Nord et Sud du Benguela pouvant avoir des comportements différents.

Emissions de H₂S dans l'upwelling du Benguela

Une autre piste particulièrement intéressante concerne les émissions de sulfure d'hydrogène (H₂S) sur le plateau continental Namibien. En effet, les enrichissements et émissions de H₂S représentent des phénomènes réguliers en été austral sur le plateau continental Namibien entre 22°S et 25°S. Cependant, ces émissions restent peu connues dans notre zone d'étude. Elles ont été mises en évidence dans les données couleur de l'eau SeaWiFS en "quasi true color" par *Weeks et al.* (2004) de manière très qualitative sans possibilité de séparer les décolorations des eaux dues aux émissions de sulfures, de celles dues à d'autres processus présentant la même signature. Plus récemment, *Ohde et al.* (2007) ont développé un algorithme basé sur les réflectances ρ_w qui permet de différencier les sulfures colloïdaux des blooms de coccolithophoridés, des apports des rivières (Orange river) et de la remise en suspension des sédiments. Une collaboration avec T. Ohde du Leibniz Institute for Baltic Sea Research (Warnemünde, Allemagne) nous a permis d'avoir accès aux images satellites traitées avec cet algorithme. Les images dont nous disposons couvrent la période allant de Janvier 2004 à Août 2005.

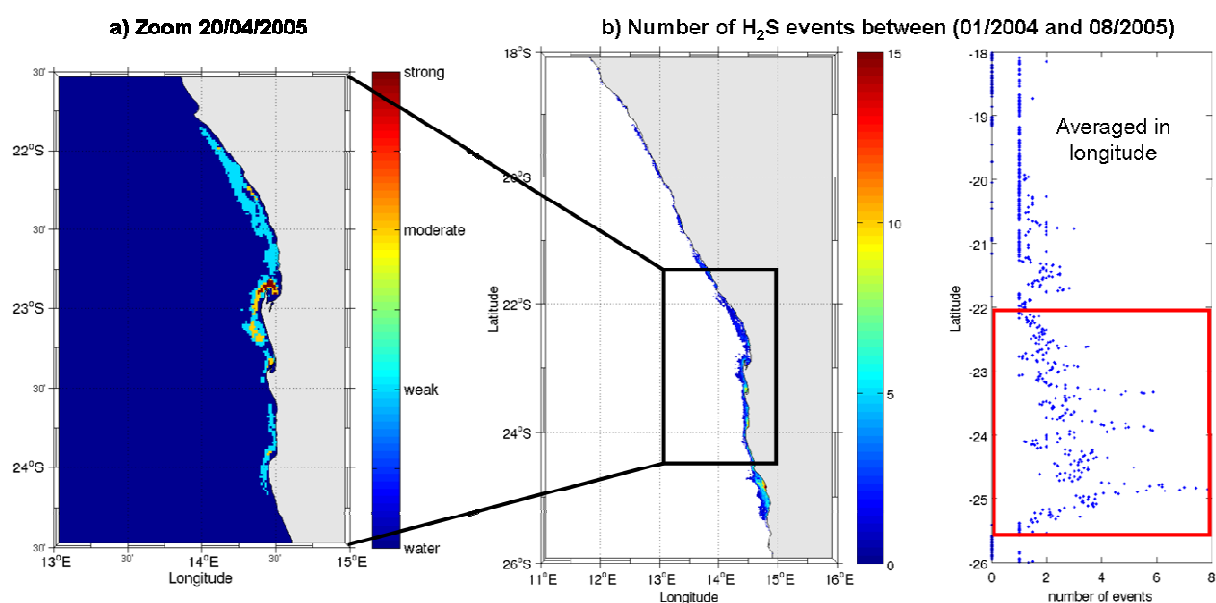


Figure 2: a) Exemple d'épisodes sulfureux le 20/04/2005, les évènements d'intensité faible (en bleu ciel), moyenne (en jaune), et forte (en rouge). b) Répartition spatiale du nombre total d'évènements identifiés entre janvier 2004 et août 2005 (à gauche), et nombre total d'évènements moyennés en longitude, pour la même période (à droite).

L'analyse des images traitées avec l'algorithme brièvement décrit ci-dessus montre que les émissions sont très côtières (voir Figure 2), avec une extension zonale maximale de 20 km. Les émissions s'étendent de 18°S à 26°S, mais la zone principale se situe entre 22°S et 25.5°S

(voir Figure 2b). La répartition temporelle présentée sur la Figure 3 met en évidence des émissions régulières en été et automne austral (de Février à Juin), et une seconde période plus restreinte vers Septembre - Octobre. Toutefois, une série temporelle plus importante est nécessaire pour confirmer cette tendance. Nous disposerons bientôt des données pour les années suivantes grâce à notre collaboration avec T. Ohde.

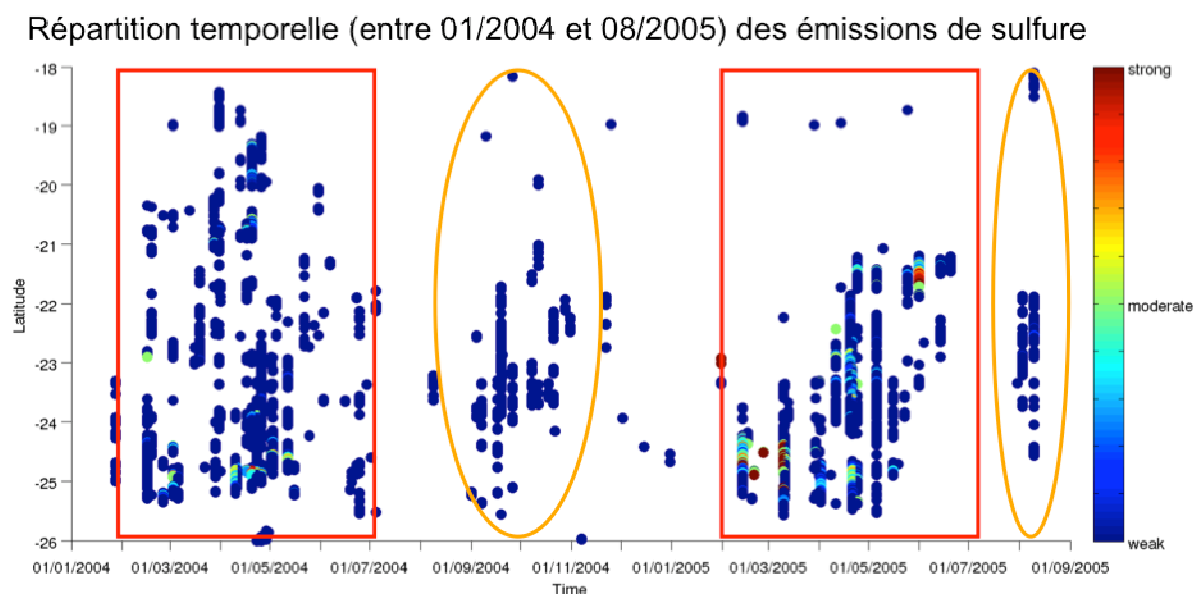


Figure 3: Répartition temporelle des émissions de sulfure en fonction de la latitude, moyennées en longitude.

Afin de simuler les émissions de H_2S , une paramétrisation simple basée sur les études de Neumann (2000), Neumann *et al.* (2002) et Fennel and Neumann (2004) a été implémentée dans le modèle BioEBUS (voir le détail Section 2.1.3). Cependant, actuellement le modèle ne se trouve jamais en conditions pour produire des émissions de H_2S sur le plateau continental. Pour déclencher ces événements, les eaux doivent être à la fois pauvres en oxygène et en nitrates. Comme il a été montré dans la Section 3.1.2, le modèle arrive à représenter la zone de minimum d'oxygène. Cependant, cette zone se situe au niveau de la rupture de pente entre le plateau et le talus, mais ne s'étend pas assez sur le plateau continental comme mis en évidence dans les données *in-situ*. La raison provient certainement du rôle des sédiments qui n'est actuellement pas pris en compte dans le modèle BioEBUS. En effet, au niveau du plateau continental Namibien, une part importante (39%) de la matière organique exportée atteint le sédiment avant d'avoir été reminéralisée. Cette matière organique pourrait générer une intense reminéralisation au niveau des sédiments superficiels, en consommant l'oxygène puis les nitrates à l'interface eau-sédiment. Cette dégradation (oxique puis anoxique) de la matière organique dans les sédiments semble être indispensable à prendre en compte dans le modèle pour atteindre des minima d'oxygène et de nitrates sur le plateau continental Namibien et ainsi simuler une production de H_2S . Différentes paramétrisations, de la plus

simple à la plus élaborée jusqu'au modèle de sédiment, peuvent être envisagés pour modéliser la dégradation de la matière organique dans les sédiments superficiels et reproduire la distribution spatio-temporelle des émissions de H_2S le long des côtes Namibiennes (ex : *Soetaert et al.*, 2000).

L'étude des systèmes d'upwelling de bord Est, notamment les mécanismes de maintien de la production importante qui représente une part importante des pêches à l'échelle globale, les échanges de nutriments entre l'océan côtier et l'océan ouvert, les émissions de gaz à effet de serre (CO_2 , N_2O) et de H_2S toxique pour les ressources marines, au cœur de ma thèse et de programmes internationaux (SOLAS, IMBER), représentent des enjeux majeurs d'actualité pour la compréhension de l'état actuel de l'océan et son devenir dans le contexte du changement climatique.

Bibliographie

Agenbag, J.J., and Shannon L.V.: A suggested physical explanation for the existence of a biological boundary at 24-degrees-30'S in the Benguela system, *South African Journal of Marine Science*, 6, pp. 119-132, 1988.

Aiken, J.: Atlantic Meridional Transect, AMT 6 cruise report, 14 May to 16 June 1998, 1998.

Aiken, J. and Bale, A.J.: An introduction to the Atlantic Meridional Transect (AMT) Programme, *Prog. Oceanogr.*, 45(3-4), pp. 251-256, doi:10.1016/S0079-6611(00)00004-5, 2000.

Aiken, J., Rees, N., Hooker, S., Holligan, P., Bale, A., Robins, D., Moore, G., Harris, R., and Pilgrim, D.: The Atlantic Meridional Transect: overview and synthesis of data, *Prog. Oceanogr.*, 45(3-4), pp. 257-312, doi:10.1016/S0079-6611(00)00005-7, 2000.

Alvarez-Salgado, X.A., Arístegui, J., Barton, E.D. et al.: Contributions of upwelling filaments to net heterotrophic systems in the ocean carbon cycle, *Limnol. Oceanogr.*, 52(3), pp.1287-1292, 2007.

Anderson, J.J., Okubo, A., Robbins, A.S., Richards, F.A.: A model for nitrite and nitrate distributions in oceanic oxygen minimum zones. *Deep-Sea Research*, 29, pp. 1113-1140, 1982.

Anderson, V., and Nival, P.: Modelling of phytoplankton population dynamics in an enclosed water column, *Journal of Marine Biological Association of UK*, 69, pp. 625-646, 1989.

Anonymous, Greenhouse gases hit modern day-highs, *Nature*, 456, pp. 558-559, doi: 10.1038/456558b, 2008.

Arakawa, A., and Lamb, V.R.: *Methods of computational physics*, Academic press, vol. 17, pp. 174-265, 1977.

Bakun, A.: Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling, *Science*, 247, pp. 198-201, 1990.

Bang, N.D.: Dynamic interpretations of a detailed surface temperature chart of the Agulhas Current retroflection and fragmentation area, *South African Geography*, 52, pp. 67-76, 1970.

Bang, N.D., and Andrews, W.R.H.: Direct current measurements of a shelf-edge frontal jet in the southern Benguela system, *J. Mar. Res.*, 32(3), pp. 405-417, 1974.

Bange, H.: New Directions: The importance of oceanic nitrous oxide emissions, *Atmos. Environ.*, 40(1), pp. 198-199, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.09.030, 2006.

Bange, H.: Gaseous nitrogen compounds (NO, N₂O, N₂, NH₃) in the ocean, in *Nitrogen in the*

Marine Environment, pp. 51-94, D. G. Capone, D. A. Bronk, M. R. Mulholland, and E. J. Carpenter (eds.), Amsterdam, 2008.

Barber, R.T., and Smith, R.L.: Coastal upwelling ecosystems, in Analysis of marine ecosystems, Longhurst A. R. (eds.), Academic Press, London, pp. 31-68, 1981.

Barlow, R.G., Aiken, J., Holligan, P.M., Cummings, D.G., Maritorena, S. and Hooker, S.: Phytoplankton pigment and absorption characteristics along meridional transects in the Atlantic Ocean, Deep Sea Res. Pt I, 49(4), pp. 637-660, doi:10.1016/S0967-0637(01)00081-4, 2002.

Barlow, R.G., Aiken, J., Moore, G.F., Holligan, P.M. and Lavender, S.: Pigment adaptations in surface phytoplankton along the eastern boundary of the Atlantic Ocean, Mar. Ecol. Prog. Ser., 281, pp. 13-26, doi:10.3354/meps281013, 2004.

Barlow, R., Lamont, T., Mitchell-Innes, B., Louw, D., Kyewalyanga, M., and Sessions, H.: Primary production in the Benguela ecosystem, Abstract, Eastern boundary upwelling ecosystems, 2-6 June 2008, Las Palmas de Gran Canaria, Spain, 2008.

Barlow, R., Lamont, T., Mitchell-Innes, B., Lucas, M. and Thomalla, S.: Primary production in the Benguela ecosystem, 1999-2002, Afr. J. Mar. Sci., 31(1), pp. 97-101, doi:10.2989/AJMS.2009.31.1.9.780, 2009.

Barlow, R., Louw, D., Balarin, M., and Alheit, J.: Pigment signatures of phytoplankton composition in the northern Benguela ecosystem during spring, African Journal of Marine Science, 28(3-4), pp. 479-491, 2006.

Barnier, B., Siefridt, L. and Marchesiello, P.: Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses, J. Marine Syst., 6(4), pp. 363-380, doi:10.1016/0924-7963(94)00034-9, 1995.

Bartholomae, C.H., and van der Plas, A.K.: Towards the development of environmental indices for the Namibian shelf, with particular reference to fisheries management. African Journal of Marine Science 29 (1), pp. 25-35, 2007.

Behrenfeld, M.J., and Falkowski, P.G.: Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration, Limnol. Oceanogr., 42, pp.1-20, 1997.

Bienfang, P., and Harrison, P.: Sinking-rate response of natural assemblages of temperature and subtropical phytoplankton to nutrient depletion, Marine Biology, 83, pp. 293-300, 1984.

Boebel, O., Rossby, T., Lutjeharms, J., Zenk, W., and Barron, C.: Path and variability of the Agulhas Return Current, Deep Sea Res. Pt II, 50(1), pp. 35-56, doi:10.1016/S0967-0645(02)00377-6, 2003.

Boyd C.M., Smith, S.L., and Cowles, T.J.: Grazing patterns of copepods in the upwelling system off Peru, Limnol. Oceanogr., 25, pp. 583-596, 1980.

Boyd, A.J., and Agenbag, J.J.: Seasonal Trends in the Longshore Distribution of Surface Temperatures off Southwestern Africa 18-34 S, and their Relation to Subsurface Conditions and Currents in the Area 21-24S, International Symposium on the Most Important Upwelling Areas off Western Africa (Cape Blanco and Benguela), 1, pp. 119-148, 1985.

Boyd, P., Watson, A., Law, C., Abraham, E., Trull, T., Murdoch, R., Bakker, D., Bowie, A., Buesseler, K., Chang, H., Charette, M., Croot, P., Downing, K., and Zeldis, J.: A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulates by iron fertilization, *Nature*, 6805, pp. 695-702, 2000.

Boyer, D.C., and Hampton, I.: An overview of the living marine resources of Namibia, *South African Journal of Marine Science*, 23, pp. 5-35, 2001.

Boyer, D.C., Boyer, H.J. Fossen, I., and Kreiner A.: Changes in abundance of the northern Benguela sardine stock during the decade 1990–2000, with comments on the relative importance of fishing and the environment, *South African Journal of Marine Science*, 23, pp. 67-84, 2001.

Brink, K.H., Abrantes, F.F.G., Bernal, P.A., et al.: Group report: How do coastal upwelling systems operate as integrated physical, chemical and biological systems and influence the geological record? The role of physical processes in defining the spatial structures of biological and chemical variables, in *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*, Summerhayes C.P., K.-C. Emeis, M.V. Angel, et al. (eds.), Wiley, Chichester, pp. 103-124, 1995.

Broecker, W.S., and Peng, T.-H.: *Tracers in the sea*, Eldigio Press, Palisades, NY, 690 pp., 1982.

Brown, P.C., Painting, S.J. and Cochrane, K.L.: Estimates of phytoplankton and bacterial biomass and production in the northern and southern Benguela ecosystems, *S. Afr. J. Sci.*, 11, 537-564, 1991.

Brüchert, V., Jorgensen, B.B., Neumann, K., Riechmann, D., Schlosser, M., and Schulz, H.: Regulation of bacterial sulfate reduction and hydrogen sulfide fluxes in the central Namibian coastal upwelling zone, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67(23), pp. 4505- 4518, 2003.

Brüchert, V., Currie, B., Peard, K.R., Lass, H.U., Endler, R., Dübecke, A., Julies, E., Leipe, T., Zitzmann, S.: Biogeochemical and physical control on shelf anoxia and watercolumn hydrogen sulphide in the Benguela coastal upwelling system, in Neretin, L.N. (Ed.), *In Past and Present Water Column Anoxia*, Springer, NewYork, pp. 161-193, 2006.

Byrne, D.A., Gordon, A.L., and Haxby, W.F.: Agulhas eddies: a synoptic view using Geosat ERM data, *J. Phys. Oceanogr.*, 25(5), pp. 902-917, 1995.

Campillo-Campbell, C., and Gordo, A.: Physical and biological variability in the Namibian upwelling system: October 1997-October 2001, *Deep Sea Research Part II-Topical studies in Oceanography*, 51, 1-3, pp. 147-158, 2004.

Caperon, J. and Meyer, J.: Nitrogen-limited growth of marine phytoplankton--I. Changes in population characteristics with steady-state growth rate, *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.*, 19(9), pp. 601-618, doi:10.1016/0011-7471(72)90089-7, 1972a.

Caperon, J. and Meyer, J.: Nitrogen-limited growth of marine phytoplankton--II. Uptake kinetics and their role in nutrient limited growth of phytoplankton, *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.*, 19(9), pp. 619-632, doi:10.1016/0011-7471(72)90090-3, 1972b.

Capet, X., Colas F., Penven P., Marchesiello P. and McWilliams J.C., *Eddies in Eastern*

Boundary Subtropical Upwelling Systems, in "Geophysical Monograph Series", vol. 177, "Ocean Modeling in an Eddying Regime", edited by M.W. Hecht and H.H. Hasumi, AGU, Washington, D. C., 350 pp., 2008.

Capone, D.G.: Aspects of the marine nitrogen cycle with relevance to the dynamics of nitrous and nitrous oxide, in J.E. Rodgers and W.B. Whitman (eds.), Microbial production and consumption of greenhouse gases: Methane, nitrogen oxides, and halomethanes, pp. 255-275, American Society for Microbiology, Washington DC, 1991.

Carlson, C.A. and Ducklow, H.W.: Dissolved organic carbon in the upper ocean of the central equatorial Pacific Ocean, 1992: Daily and finescale vertical variations, Deep Sea Res. Pt II, 42(2-3), pp. 639-656, doi:10.1016/0967-0645(95)00023-J, 1995.

Carr, M.E.: Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing, Deep Sea Res. Pt II, 49(1-3), pp. 59-80, 2002.

Carr, M., and Kearns, E.J.: Production regimes in four Eastern Boundary Current systems, Deep Sea Res. Pt II, 50(22-26), pp. 3199-3221, doi:10.1016/j.dsr2.2003.07.015, 2003.

CARS: CSIRO Atlas of Regional Seas, <http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2006>, 03/30/2011, 2006.

CARS: CSIRO Atlas of Regional Seas, <http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2009>, 03/30/2011, 2009.

Casey, K.S., and Cornillon, P.: A comparison of satellite and in situ-based sea surface temperature climatologies, J. Climate, 12(6), pp. 1848-1863, 1999.

Castelao, R., and Barth, J.: Upwelling around cabo frio, brazil : The importance of wind stress curl. Geophys. Res. Lett., 33, L03602, 2006.

Castelao, R., Barth, J., and Mavor, T.: Flow-topography interactions in the northern california current system observed from geostationary satellite data, Geophys. Res. Lett., 32, L24612, 2005.

Chan, F., Barth, J.A., Lubchenco, J., et al.: Emergence of anoxia in the California Current Large Marine Ecosystem, Science, 319, pp. 920, 2008.

Chapman, P., Duncombe Rae, C.M., and Allanson, B.R.: Nutrients, chlorophyll and oxygen relationships in the surface layers at the Agulhas retroflection, Deep-Sea Research, 34, pp. 1399-1416, 1987.

Charria, G., Dadou, I., Cipollini, P., Drévilion, M., De Mey, P., and Garçon, V.: Understanding the influence of Rossby waves on surface chlorophyll-a concentrations in the North Atlantic Ocean, J. Mar. Res., 64(1), pp. 43-71, doi: 10.1357/00222400677 6412340, 2006.

Charria, G., Dadou, I., Llido, J., Drévilion, M., and Garçon, V.: Importance of dissolved organic nitrogen in the north Atlantic Ocean in sustaining primary production: a 3-D modelling approach, Biogeosciences, 5(5), pp. 1437-1455, 2008a.

Charria, G., Dadou, I., Cipollini, P., Drevillon, M. and Garcon, V.: Influence of Rossby waves

on primary production from a coupled physical-biogeochemical model in the North Atlantic Ocean, *Ocean Sci.*, 4(3), pp. 199-213, 2008b.

Chávez F.P., and Toggweiler, J.R.: Physical estimates of global new production: The upwelling contribution, in: *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*, Summerhayes, C.P., K.-C. Emeis, M.V. Angel, et al. (eds.), Wiley, Chichester, pp. 313-320, 1995.

Chavez, F.P., and Messie, M.: A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems, *Prog. Oceanogr.*, 83(1-4), 80-96, doi:10.1016/j.pocean. 2009.07.032, 2009.

Chávez, F.P., Buck, K.R., Service, S.K., et al.: Phytoplankton variability in the central and eastern tropical Pacific, *Deep-Sea Res. Pt II*, 43, pp. 835-870, 1996.

Cockcroft, A.C., van Zyl, D., and Hutchings, L.: Large-scale changes in the spatial distribution of South African rock lobsters: an overview. *African Journal of Marine Science*, 30 (1), pp. 149-160, 2008.

Codispoti, L.A.: Interesting Times for Marine N₂O, *Science*, 327, pp. 1339-1340, doi: 10.1126/science.1184945, 2010.

Codispoti, L.A., Brandes, J.A., Christensen, J.P., Devol, A.H., Naqvi, S.W.A., Paerl, H.W., and Yoshinari, T.: The oceanic fixed nitrogen and nitrous oxide budgets: Moving targets as we enter the anthropocene?, *Sci. Mar.*, 65(S2), pp. 85-105, doi:10.3989/scimar.2001.65s285, 2001.

Codispoti, L.: Biogeochemical cycling in eastern boundary upwelling systems : large signals from Small, temporally variable volumes, Abstract, Eastern boundary upwelling ecosystems, 2-6 June 2008, Las Palmas de Gran Canaria, Spain, 2008.

Codispoti, L.A., Elkins, J.W., Yoshinari, T., Friederich, G.E., Sakamoto, CM., Packard, T.T.: On the nitrous oxide flux from productive regions that contain low oxygen waters. in: Desai, B.N. (eds.), *Oceanography of the Indian Ocean*, Oxford-IBH, New Delhi (India), pp. 271-284, 1992.

Coetzee, J., van der Lingen, C., Hutchings, L., Fairweather, T.: Has the fishery contributed to a major shift in the distribution of South African Sardine? *ICES Journal of Marine Science* 65, pp. 1676-1688, 2008.

Colberg, F., and Reason, C.J.C.: Diagnosis of large scale South Atlantic modes that impact on the transboundary Benguela Current large marine ecosystem: investigating the potential for improved predictability and sustainable management Final report. BCLME project EV/LS/02/06, 194 pp, 2007.

Conkright, M.E., and O'Brien, T.D.: *World Ocean Atlas 2001, Volume 6: Chlorophyll*, Global Biogeochem. Cy., 8(1), pp. 65-80, doi:199410.1029/ 93GB03318, 1994.

Conkright, M.E., O'Brien, T.D., Stephens, C., Locarnini, R.A., Garcia, H.E., Boyer, T.P. and Antonov, J.I.: *World Ocean Atlas 2001, Volume 6: Chlorophyll*, S. Levitus (eds.), NOAA Atlas NESDIS 52, U.S. Government Printing Office, Wash., D.C., 2002.

Cornejo, M., Farías, L. and Paulmier, A.: Temporal variability in N₂O water content and its

air-sea exchange in an upwelling area off central Chile (36°S), *Mar. Chem.*, 101(1-2), pp. 85-94, doi:10.1016/j.marchem.2006.01.004, 2006.

Cushing, D.H.: Upwelling and fish production, *FAO Fisheries, Technical Papers*, 84, pp. 1-40, 1969.

Da Silva, A.M., Young, C.C., and Levitus, S.: *Atlas of Surface Marine Data 1994. Vol. 1: Algorithms and Procedures*, NOAA Atlas NESDIS 6, Department of Commerce, Washington, DC, USA, 1994.

Dadou, I., Lamy, F., Rabouille, C., Ruiz-Pino, D., Andersen, V., Bianchi, M., and Garcon, V.: An integrated biological pump model from the euphotic zone to the sediment: a 1-D application in the Northeast tropical Atlantic, *Deep Sea Res. Pt II*, 48(10), pp. 2345-2381, 2001.

Dadou, I., Evans, G., and Garcon, V.: Using JGOFS in situ and ocean color data to compare biogeochemical models and estimate their parameters in the subtropical North Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, 62(4), pp. 565-594, 2004.

Dale, A.C., and Barth, J.A.: The hydraulics of an evolving upwelling jet flowing around a cape. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, pp. 226-243, 2001.

Dalsgaard, T., Thamdrup, B., and Canfield, D.E.: Anaerobic ammonium oxidation (anammox) in the marine environment, *Res. Microbiol.*, 156(4), pp. 457-464, doi:10.1016/j.resmic.2005.01.011, 2005.

Danabasoglu, G., McWilliams, J., and Gent, P.: The Role of Mesoscale Tracer Transports in the Global Ocean Circulation, *Science*, 264, pp. 1123-1126, 1994.

Debreu, L., Marchesiello, P. and Penven, P.: Two ways embedding algorithms for a split-explicit free surface model, *Ocean Model.*, submitted, 2011.

Demarcq, H., Barlow, R., and Shillington, F.: Climatology and variability of sea surface temperature and surface chlorophyll in the Benguela and Agulhas ecosystems as observed by satellite. *African Journal of Marine Science* 25, pp. 363-372, 2003.

Demarcq, H.: Trends in primary production, sea surface temperature and wind in upwelling systems (1998–2007), *Prog. Oceanogr.*, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.022, 2009.

Denman, K.L., Brasseur, G., Chidthaisong, A., Ciais, P., Cox, P.M., Dickinson, R.E., Hauglustaine, D., Heinze, C., Holland, E., Jacob, D., Lohmann, U., Ramachandran, S., da Silva Dias, P.L., Wofsy, S.C., and Zhang, X.: Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller H.L. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

Devol, A.H.: Denitrification including Anammox, in *Nitrogen in the Marine Environment*, pp. 263-301, D.G. Capone, D.A. Bronk, M.R. Mulholland, and E.J. Carpenter (eds.), Amsterdam, 2008.

Dickey, T.: Emerging ocean observations for interdisciplinary data assimilation systems, *J. Marine Syst.*, 40-41, pp. 5-48, 2003.

Dittmar, T. and Birkicht, M.: Regeneration of nutrients in the northern Benguela upwelling and the Angola-Benguela Front areas, *S. Afr. J. Sci.*, 97(5-6), 239-246, 2001.

Doney, S.C., Fabry, V.J., Feely, R.A., and Kleypas, J.A.: Ocean acidification: the other CO₂ problem, *Ann. Rev. Mar. Sci.*, 1, pp. 169-192, 2009.

Duncombe-Rae, C.: A demonstration of the hydrographic partition of the Benguela upwelling ecosystem at 26.4°S, *South African Journal of Marine Science*, 27(3), pp. 617-628, 2004.

Durski, S., and Allen, J.: Finite-amplitude evolution of instabilities associated with the coastal upwelling front. *J. Phys. Oceanogr.* 35, pp. 1606-1628, 2005.

Ekau, W., Auel, H., Pörtner, H. and Gilbert, D.: Impacts of hypoxia on the structure and processes in pelagic communities (zooplankton, macro-invertebrates and fish), *Biogeosciences*, 7(5), pp. 1669-1699, 2010.

Emeis, K.-C., Brüchert, V., Currie, B., Endler, R., Ferdelman, T., Kiessling, A., Leipe, T., Noli-Peard, K., Struck, U., and Vogt, T.: Shallow gas in shelf sediments of the Namibian coastal upwelling ecosystem, *Cont. Shelf Res.*, 24(6), pp. 627-642, 2004.

Eppley, R.W., Rogers, J.N. and McCarthy, J.J.: Half-Saturation Constants for Uptake of Nitrate and Ammonium by Marine Phytoplankton, *Limnol. Oceanogr.*, 14(6), pp. 912-920, 1969.

Eppley, R.W.: Temperature and Phytoplankton Growth in the Sea, *Fish. B. - NOAA*, 70(4), pp. 1063-1085, 1972.

Eppley, R.W., and Peterson, B.J.: Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean, *Nature*, 282, pp. 677-680, 1979.

Evans, G.T. and Parslow, J.S.: A model of annual plankton cycles, *Bio. Oceanogr.*, 3(3), pp. 327-347, 1985.

Farias, L., Paulmier, A. and Gallegos, M.: Nitrous oxide and N-nutrient cycling in the oxygen minimum zone off northern Chile, *Deep Sea Res. Pt I*, 54(2), pp. 164-180, doi:10.1016/j.dsr.2006.11.003, 2007.

Farias, L., Fernandez, C., Faundez, J., and Cornejo, M.: Chemosynthetic processes as carbon source and greenhouse gases (GHG) cycling (N₂O and CH₄) in the central Chile coastal upwelling, Abstract, Eastern boundary upwelling ecosystems, 2-6 June 2008, Las Palmas de Gran Canaria, Spain, 2008.

Fasham, M.J.R., Ducklow, H.W. and McKelvie, S.M.: A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer, *J. Mar. Res.*, 48(3), pp. 591-639, 1990.

Fasham, M.J.R., Boyd, P.W. and Savidge, G.: Modeling the Relative Contributions of Autotrophs and Heterotrophs to Carbon Flow at a Lagrangian JGOFS Station in the Northeast Atlantic: The Importance of DOC, *Limnol. Oceanogr.*, 44(1), pp. 80-94, 1999.

Fennel, W., and Neumann, T.: Introduction to the modelling of marine ecosystems, Elsevier Science, 2004.

Field, J.G., and Shillington, F.A.: Variability of the Benguela Current System (16°E), Chp 21. in: Robinson, A.R., Brink, K.H. (eds.), *The Sea*, vol 14B. Harvard Univ Press, Cambridge, pp. 835-863, 2006.

Flament, P., Armi, L., and Washburn, L.: The evolving structure of an upwelling filament. *J. Geophys. Res.* 90 (C6), pp. 11765-11778, 1985.

Florenchie, P., Reason, C.J.C., Lutjeharms, J.R.E., Rouault, M., Roy, C., and Masson, S.: Evolution of Interannual Warm and Cold Events in the Southeast Atlantic Ocean, *J. Climate*, 17, pp. 2318-2334, 2004.

Florenchie, P., Lutjeharms, J.R.E., Reason, C.J.C., Masson, S., and Rouault, M.: The source of Benguela Niños in the South Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 30(10), 1505, doi:10.1029/2003GL017172, 2003.

Forster, G., Upstill-Goddard, R.C., Gist, N., Robinson, C., Uher, G., and Woodward, E.M.S.: Nitrous oxide and methane in the Atlantic Ocean between 50°N and 52°S: Latitudinal distribution and sea-to-air flux, *Deep Sea Res. Pt II*, 56(15), pp. 964-976, doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.002, 2009.

Franck, V.M., Smith, G., Bruland, K.W., et al.: Comparison of size-dependent carbon, nitrate and silicic acid uptake rates in high- and low-iron waters, *Limnol. Oceanogr.*, 50, pp. 825-838, 2005.

Freing, A., Wallace, D.W.R., Tanhua, T., Walter, S., and Bange, H.W.: North Atlantic production of nitrous oxide in the context of changing atmospheric levels, *Global Biogeochem. Cy.*, 23, GB4014, doi:10.1029/2009GB003472, 2009.

Fréon, P., Barange, M., and Arístegui, J., Eastern Boundary Upwelling Ecosystems: Integrative and comparative approaches, *Prog. Oceanogr.*, doi:10.1016/j.pocean.2009.08.001, 2009.

Gallegos, M., and Farias, L.: Nitrous oxide (N₂O) exchange across the air-sea water interface off North Chile (21°S – 30°S) under the influence of the oxygen minimum zone, Abstract, Eastern boundary upwelling ecosystems, 2 – 6 June 2008, Las Palmas de Gran Canaria, Spain, 2008.

Gammelsrød, T., Bartholomae, C.H., Boyer, D.C., Filipe, V.L.L., and O'Toole, M.J.: Intrusion of warm surface water along the Angolan-Namibian coast in February-March 1995, The 1995 Benguela Niño, *South A. J. Mar. Sci.*, 19, pp. 51-56, 1998.

Garcia, H.E. and Gordon, L.I.: Oxygen Solubility in Seawater: Better Fitting Equations, *Limnol. Oceanogr.*, 37(6), pp. 1307-1312, 1992.

Gilbert, D., Rabalais, N.N., Diaz, R.J., and Zhang, J.: Evidence for greater oxygen decline rates in the coastal ocean than in the open ocean, *Biogeosciences*, 7(7), pp. 2283-2296, doi:10.5194/bg-7-2283-2010, 2010.

González, R.R., and Quiñones, R.A.: LDH activity in *Euphausia mucronata* and *Calanus chilensis*: implications for vertical migration behaviour, *J. Plankton Res.*, 24(12), pp. 1349-1356, 2002.

Gonzalez-Davila, M., J.M. Santana-Casiano, and I.R. Ucha (2009), Seasonal variability of fCO₂ in the Angola-Benguela region, *Prog. Oceanogr.*, doi: 10.1016/j.pocean.2009.07.033.

Gordon, A.L., Bosley, K.T., and Aikman, F.: Tropical Atlantic Water within the Benguela Upwelling System at 27°S, *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 42(1), p.1-12, 1995.

Gordon, A.L., and Bosley, K.T.: Cyclonic Gyre in the Tropical South-Atlantic, *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers*, 38, pp. S323-S343, 1991.

Goyet, C., Healy, R., and Ryan, J.: Global Distribution of Total Inorganic Carbon and Total Alkalinity Below the Deepest Winter Mixed Layer Depths, *ORNL/CDIAC-127, NDP-076*, 2000.

Gruber, N: The Marine Nitrogen Cycle: Overview and Challenges, in *Nitrogen in the Marine Environment*, pp. 1-50, D. G. Capone, D. A. Bronk, M. R. Mulholland, and E. J. Carpenter (eds.), Amsterdam, 2008.

Gruber, N., Lachkar, Z., Frenzel, H., Marchesiello, P., Münnich, M., McWilliams, J.C., Nagai, T., and Plattner, G.-K., Mesoscale eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems, *Nature*, submitted, 2011.

Gutknecht E., Dadou, I., Charria, G., Cipollini, P., and Garçon, V.: Spatial and temporal variability of the remotely sensed chlorophyll-a signal associated with Rossby waves in the South Atlantic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 115, C05004, doi: 10.1029/2009JC005291, 2010.

Gutknecht, E., Dadou, I., Le Vu, B., Cambon, G., Sudre, J., Garçon, V., Machu, E., Rixen, T., Kock, A., Flohr, A., Paulmier, A., and Lavik, G.: Nitrogen transfers and air-sea N₂O fluxes in the Upwelling off Namibia within the Oxygen Minimum Zone: a 3-D model approach, *Biogeosciences discuss.*, 8, pp. 3537-3618, doi: 10.5194/bgd-8-3537-2011, 2011.

Hansen, F.C., Cloete, R.R., and Verheye, H.M.: Seasonal and spatial variability of dominant copepods along a transect off Walvis Bay (23°S) - Namibia, *African Journal of Marine Science*, 27(1), pp. 55-63, 2005.

Henson, S.A., and Thomas, A.C.: Phytoplankton scales of variability in the California Current System: 1. Interannual and cross-shelf variability, *J. Geophys. Res.*, 112, C07017, doi:10.1029/2006JC004039, 2007.

Hill, A.E., Hickey, B. M., Shillington, F. A., Trub, P. T., Brink, K. H., Barton, E. D., and Thomas, A. C.: Eastern Ocean Boundaries, in A. R. Robinson and K. H. Brink (eds.), in *The sea Vol. 11, The global coastal ocean, Regional studies and syntheses*, John Wiley and Sons, NY, pp. 29-68, 1998.

Holligan, P.: Atlantic Meridional Transect, AMT 17 cruise report, 15 October to 28 November 2005, 2005.

Horrigan, S.G., Carlucci, A.F., and Williams, P.M.: Light inhibition of nitrification in sea-surface films, *J. Mar. Res.*, 39(3), pp. 557-565, 1981.

Huggett, J., Verheye, H., Escribano, R., and Fairweather, T.: Copepod biomass, size composition and production in the Southern Benguela: Spatio-temporal patterns of variation, and comparison with other eastern boundary upwelling systems, *Prog. Oceanogr.*, 83(1-4), pp. 197-207, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.048, 2009.

Huret, M., Dadou, I., Dumas, F., Lazure, P. and Garcon, V.: Coupling physical and biogeochemical processes in the Rio de la Plata plume, *Cont. Shelf Res.*, 25(5-6), pp. 629-653, doi:10.1016/j.csr.2004.10.003, 2005.

Hurt, G.C. and Armstrong, R.A.: A pelagic ecosystem model calibrated with BATS data, *Deep Sea Res. Pt II*, 43(2-3), pp. 653-683, 1996.

Hutchings, L.: Fish harvesting in a variable environment searching for rules or searching for exceptions, in *Benguela Trophic Dynamics*, Payne, A. I. L., K. H. Brink, K. H. Mann, and R. Hilborn (eds.), *S. Af. J. Mar. Sci.*, 12, pp. 297-318, 1992.

Hutchings, L., Pitcher, G.C., Probyn, T.A., et al.: The chemical and biological consequences of coastal upwelling, in *Upwelling in the ocean: Modern processes and ancient records*, Summerhayes, C.P., K.C. Emeis, M.V. Angel, et al. (eds.), Wiley, New York, pp. 65-81, 1995.

Hutchings, L., van der Lingen, C.D., Griffiths, M., Roberts, M.R., Beckley, L.E., Sundby, S.: Spawning on the edge: spawning grounds and nursery areas around the South African coast. *Marine and Freshwater Research* 53, pp. 307-318, 2002.

Hutchings, L., van der Lingen, C.D., Shannon, L.J., Crawford, R.J.M., Verheye, H.M.S., Bartholomae, C.H., van der Plas, A.K., Louw, D., Kreiner, A., Ostrowski, M., Fidel, Q., Barlow, R.G., Lamont, T., Coetzee, J., Shillington, F., Veitch, J., Currie, J.C., and Monteiro, P.M.S.: The Benguela Current: An ecosystem of four components, *Prog. Oceanogr.*, 83(1-4), pp. 15-32, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.046, 2009.

Hutchins, D.A., DiTullio, G.R., Zhang, Y., et al.: An iron limitation mosaic in the California upwelling regime, *Limnol. Oceanogr.*, 43(6), pp. 1037-1054, 1998.

Hutchins, D.A., Hare, C.E., Weaver, R.S., et al.: Phytoplankton iron limitation in the Humboldt Current and Peru Upwelling, *Limnol. Oceanogr.*, 47(4), pp. 997-1011, 2002.

Jackett, D.R., and McDougall, T.J.: Minimal Adjustment of Hydrographic Profiles to Achieve Static Stability, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 12(2), pp. 381-389, 1995.

Jähne, B.: Zur Parameterisierung des Gasaustausches mit Hilfe von Laborexperimenten. PhD thesis. Univ. Heidelberg, Heidelberg, Germany. 124 pp, 1980.

Jain, A.K., Briegleb, B.P., Minschwaner, K., and Wuebbles, D.J.: Radiative forcings and global warming potentials of 39 greenhouse gases, *J. Geophys. Res.*, 105, pp. 20773-20790, 2000.

Keeling, R.F., Stephens, B.B., Najjar, R.G., Doney, S.C., Archer, D. and Heimann, M.: Seasonal variations in the atmospheric O₂/N₂ ratio in relation to the kinetics of air-sea gas

exchange, *Global Biogeochem. Cycles*, 12(1), pp. 141-163, doi:199810.1029/97GB02339, 1998.

Kirchman, D.L., Lancelot, C., Fasham, M., Legendre, L., Radach, G. and Scott, M.: Dissolved organic matter in biogeochemical models in the ocean, in *Towards a Model of Ocean Biogeochemical Processes*, pp. 209-225, Springer-Verlag, 1993.

Kock, A., Freing, A., Gebhardt, S., and Bange, H.: Nitrous oxide in the Mauritanian upwelling, Abstract, Eastern boundary upwelling ecosystems, 2-6 June 2008, Las Palmas de Gran Canaria, Spain, 2008.

Koné, V., Machu, E., Penven, P., Andersen, V., Garçon, V., Freon, P., and Demarcq, H.: Modeling the primary and secondary productions of the southern Benguela upwelling system: A comparative study through two biogeochemical models, *Global Biogeochem. Cy.*, 19(4), GB4021, doi:10.1029/2004GB002427, 2005.

Kreiner, A., and Ayon, P.: Zooplankton dynamics from 1994 to 2006 in the upwelling systems off Peru and northern Namibia, Eastern boundary upwelling ecosystems, Las Palmas, Gran Canaria, Spain, 2-6 June 2008, P08_OP05, 2008.

Kuenen, J.G.: Anammox bacteria: From discovery to application. *Nature Reviews Microbiology*, 6 (4), pp. 320-326, 2008.

Kuypers, M.M.M., Sliekers, A.O., Lavik, G., Schmid, M., Jørgensen, B.B., Kuenen, J.G., Sinninghe Damste, J.S., Strous, M., and Jetten, M.S.M.: *Nature* 422, pp. 608-611, 2003.

Kuypers, M.M.M., Lavik, G., Woebken, D., Schmid, M., Fuchs, B.M., Amann, R., Jørgensen, B.B. and Jetten, M.S.M.: Massive nitrogen loss from the Benguela upwelling system through anaerobic ammonium oxidation, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 102(18), 6478-6483, doi:10.1073/pnas.0502088102, 2005.

Kostianoy, A., and Zatsepin, A.: The west african coastal upwelling filaments and cross-frontal water exchange conditioned by them. *J. Mar. Syst.* 7, pp. 349-359, 1996.

ICES: Report of the Study Group on Working Hypotheses Regarding effects of Climate Change (SGWRECC), International Council for the Exploration of the Sea CM2008 ACOM: 43, 2008.

Ishimatsu, A., Kikkawa, T., Hayashi, M., et al.: Effects of CO₂ on marine fish: Larvae and adults, *J. Oceanogr.*, 60, pp. 731-741, 2004.

Lacroix, G. and Nival, P.: Influence of meteorological variability on primary production dynamics in the Ligurian Sea (NW Mediterranean Sea) with a 1D hydrodynamic/biological model, *J. Marine Syst.*, 16(1-2), pp. 23-50, doi:10.1016/S0924-7963(97)00098-5, 1998.

Lam, P., Jensen, M.M., Lavik, G., McGinnis, D.F., Müller, B., Schubert, C.J., Amann, R., Thamdrup, B. and Kuypers, M.M.M.: Linking crenarchaeal and bacterial nitrification to anammox in the Black Sea, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 104(17), pp. 7104-7109, doi:10.1073/pnas.0611081104, 2007.

Large, W.G., McWilliams, J.C. and Doney, S.C.: Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Rev. Geophys.*, 32(4), pp. 363-403,

doi:199410.1029/94RG01872, 1994.

Lass, H.U., and Mohrholz, V.: On the fluctuations and vertical structure of the shelf circulation off Walvis Bay, *Continental Shelf Research*, 25, pp. 1473-1497, 2005.

Lass, H.U., and Mohrholz, V.: On the interaction between the subtropical gyre and the Subtropical Cell on the shelf of the SE Atlantic, *J. Mar. Sys.*, 74, pp. 1-43, doi:10.1016/j.jmarsys.2007.09.008, 2008.

Lathuilière, C., Echevin, V., Lévy, M., and Madec, G.: On the role of the mesoscale circulation on an idealized coastal upwelling ecosystem, *J. Geophys. Res.*, 115, C09018, doi:10.1029/2009JC005827, 2010.

Lavik, G., Stuhmann, T., Bruchert, V., Van der Plas, A., Mohrholz, V., Lam, P., Muszmann, M., Fuchs, B. M., Amann, R., Lass, U. and Kuypers, M. M. M.: Detoxification of sulphidic African shelf waters by blooming chemolithotrophs, *Nature*, 457, pp. 581-584, doi:10.1038/nature07588, 2009.

Le Clus, F.: Effects of a warm water intrusion on the anchovy fishery in Namibia. *Collection of Scientific Papers, International Community of Southeast Atlantic Fishery*, 12, pp. 99-106, 1985.

Le Vu, B., Gutknecht, E. Machu, E., Sudre, J., Dadou, I., Veitch, J., and Garçon, V.: Physical and Biogeochemical processes maintaining the Oxygen Minimum Zone in the Benguela Upwelling System using an eddy resolving model, to be submitted in *Biogeosciences*, in prep.

Lett, C., Veitch, J., van der Lingen, C., Hutchings, L.: Assessment of an environmental barrier to transport of ichthyoplankton from the southern to the northern Benguela ecosystems. *Marine Ecology Progress Series*, 347, pp. 247-259, 2007.

Levin, L.: Oxygen minimum zone benthos: adaptation and community response to hypoxia, *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, 41, pp. 1-45, 2003.

Levin, L. A., Ekau, W., Gooday, A. J., Jorissen, F., Middelburg, J. J., Naqvi, S.W.A., Neira, C., Rabalais, N.N., and Zhang, J.: Effects of natural and human-induced hypoxia on coastal benthos, *Biogeosciences*, 6, pp. 2063-2098, 2009.

Liss, P.S. and Merlivat L.: Air-sea exchange rates: introduction and synthesis. In: Buat-Menard, P. (Ed.), *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*. NATO ASI series, pp. 113-127, 1986.

Liu, W. T., Tang, W., and Polito, P.S.: NASA scatterometer provides global ocean - surface wind fields with more structures than numerical weather prediction, *Geophys. Res. Lett.*, 25(6), pp. 761-764, 1998.

Longhurst, A.: *Ecological Geography of the Sea*, Academic Press, 398 pp, 1998.

Lübbecke, J.F., Böning, C.W., Keenlyside, N.S., and Xie, S.-P.: On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Niños and the role of the South Atlantic Anticyclone, *J. Geophys. Res.*, 115, C09015, doi:10.1029/2009JC005964, 2010.

Lueker, T.J., Walker, S.J., Vollmer, M.K., Keeling, R.F., Nevison, C.D., Weiss, R.F. and

- Garcia, H.E.: Coastal upwelling air-sea fluxes revealed in atmospheric observations of O₂/N₂, CO₂ and N₂O, *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 1292, doi:10.1029/2002GL016615, 2003.
- Lutjeharms, J.R.E.: The exchange of water between the South Indian and the South Atlantic, in *The South Atlantic : Present and Past Circulation*, edited by G. Wefer, W. H. Berger, G. Siedler and D. Webb, pp. 125-162, Springer-Verlag, Berlin, 1996.
- Lutjeharms, J.R.E., and Meeuwis, J.M.: The extent and variability of Southeast Atlantic Upwelling, *South African Journal of Marine Science*, 5, pp. 51-62, 1987.
- Lutjeharms, J.R.E., Shillington, F.A., and Duncombe Rae, C.M.D.: Observations of extreme upwelling filaments in the Southeast Atlantic-Ocean, *Science*, 253, 5021, pp. 774-776, 1991.
- Lutjeharms, J.R.E., and Stockton, P.L.: Kinematics of the Upwelling front off Southern-Africa, *South African Journal of Marine Science*, 5, pp. 35-49, 1987.
- Lutjeharms, J.R.E., Boebel, O. and Rossby, H.T.: Agulhas cyclones, *Deep Sea Res. Pt II*, 50(1), pp. 13-34, doi:10.1016/S0967-0645(02)00378-8, 2003.
- MacIsaac, J.J., Dugdale, R.C., and Barber, R.T.: Primary production cycle in an upwelling centre, *Deep-Sea Res.*, 32, pp. 503-529, 1985.
- Matano, R.P., and Beier, E.J.: A kinematic analysis of the Indian/Atlantic interocean exchange. *Deep Sea Res. II* 50, pp. 229-249, 2003.
- Marchesiello, P., McWilliams, J.C. and Shchepetkin, A.: Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models, *Ocean Model.*, 3(1-2), 1-20, doi:10.1016/S1463-5003(00)00013-5, 2001.
- Marchesiello, P., McWilliams, J.C. and Shchepetkin, A.: Equilibrium structure and dynamics of the California Current System, *J. Phys. Oceanogr.*, 33(4), 753-783, 2003.
- McCartney, M.S. and Woodgate-Jones M.E.: A deep-reaching anticyclonic eddy in the subtropical gyre of the eastern South Atlantic, *Deep-Sea Research*, 38, Supplement 1, pp. S411- S443, 1991.
- McClain, C.R., Cleave, M.L., Feldman, G.C., Gregg, W.W., Hooker, S.B. and Kuring, N.: Science Quality SeaWiFS Data for Global Biosphere Research, NASA/Goddard Space Flight Center, *Sea Technol.*, 39(9), pp. 10-16, 1998.
- McCreary, J., Fukamachi, Y., and Kundu, P.: A numerical investigation of jets and eddies near an eastern ocean boundary. *J. Geophys. Res.* 96 (C2), pp. 2515-2534, 1991.
- Mercier, H., Arhan, M., Lutjeharms, R.E.: Upper-layer circulation in the eastern Equatorial and South Atlantic Ocean in January–March 1995. *Deep Sea Research I*, vol. 50, pp. 863-887, 2003.
- Michaelis, L., and Menten, L.M.: Die Kinetik der Invertinwirkung. *Biochem. Z.*, 49, pp. 333-369, 1913.

Mohrholz, V., Schmidt, M., and Lutjeharms, J.R.E.: The hydrography and dynamics of the Angola-Benguela Frontal Zone and environment in April 1999. *S. Afr. J. Sci.*, 97, pp.199-208, 2001.

Mohrholz, V., Schmidt, M., Lutjeharms, J.R.E., and John, H.: Space-time behaviour of the Angola-Benguela Frontal Zone during the Benguela Niño of April 1999, *Int. J. Remote Sens.*, 25(7), pp. 1337-1340, doi:10.1080/01431160310001592265, 2004.

Mohrholz, V., Bartholomae, C.H., van der Plas, A.K. and Lass, H.U.: The seasonal variability of the northern Benguela undercurrent and its relation to the oxygen budget on the shelf, *Cont. Shelf Res.*, 28(3), pp. 424-441, doi:10.1016/j.csr.2007.10.001, 2008.

Molina, V. and Farías, L.: Aerobic ammonium oxidation in the oxycline and oxygen minimum zone of the eastern tropical South Pacific off northern Chile (~20°S), *Deep Sea Res. Pt II*, 56(16), pp. 1032-1041, doi:10.1016/j.dsr2.2008.09.006, 2009.

Monteiro, P.M.S.: The Benguela Current System, in Chap. 2: Eastern Boundary Current Systems, in *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins: A Global Synthesis*, pp. 65-78, K.-K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones, and L. Talaue-MacManus (eds.), Berlin, 2010.

Monteiro, P.M.S., and van der Plas, A.K.: Low oxygen water (LOW) variability in the Benguela system: Key processes and forcing scales relevant to forecasting, in *Benguela - Predicting a Large Marine Ecosystem*, vol. 14, pp. 1-90, Elsevier, 2006.

Monteiro, P.M.S., Van der Plas, A.K., Mohrholz, V., Mabilhe, E., Pascall, A., and Joubert, W.R.: Variability of natural hypoxia and methane in a coastal upwelling system: Oceanic physics or shelf biology?, *Geophys. Res. Lett.*, 33(16), L16614, doi:10.1029/2006GL026234, 2006.

Monteiro, P.M.S., van der Plas, A.K., Mélice, J., and Florenchie, P.: Interannual hypoxia variability in a coastal upwelling system: Ocean-shelf exchange, climate and ecosystem-state implications, *Deep Sea Res. Pt I*, 55(4), pp. 435-450, doi:10.1016/j.dsr.2007.12.010, 2008.

Monteiro, P.M.S., Dewitte, B., Scranton, M.I., Paulmier, A., and Van der Plas, A.: The Role of Open Ocean Boundary Forcing on Seasonal to Decadal Scale Variability and Long-Term Change of Natural Shelf Hypoxia, *Environ. Res. Lett.*, accepted, 2011.

Morales, C.E., Braun, M., Reyes, H., et al.: Anchovy larval distribution in the coastal zone off northern Chile: The effect of low dissolved oxygen concentrations and of a cold-warm sequence (1990–95), *Investigaciones Marinas (Chile)*, 24, pp. 77-96, 1996.

Morales, C.E., González, H.E., Hormazabal, S.E., et al.: The distribution of chlorophyll-a and dominant planktonic components in the coastal transition zone off Concepción, central Chile, during different oceanographic conditions, *Prog. Oceanogr.*, 75(3), pp. 452-469, 2007.

Nalewajko, C. and Garside, C.: Methodological Problems in the Simultaneous Assessment of Photosynthesis and Nutrient Uptake in Phytoplankton as Functions of Light Intensity and Cell Size, *Limnol. Oceanogr.*, 28(3), pp. 591-597, 1983.

Naqvi, S.W.A., Bange, H.W., Farías, L., Monteiro, P.M.S., Scranton, M.I., and Zhang, J.: Marine hypoxia/anoxia as a source of CH₄ and N₂O, *Biogeosciences*, 7(7), pp. 2159-2190, 2010.

Narayan, N., Paul, A., Mulitza, S., and Schulz, M.: Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century, *Ocean Sci.*, 6, pp. 815-823, doi:10.5194/os-6-815-2010, 2010.

Nelson, G.: Poleward motion in the Benguela area, in *Poleward Flows along Eastern Ocean Boundaries*, Neshyba, S., J. Mooers, C.N.K. Smith, R.L. Barber, and R.T. Barber (eds.), New York, Springer, pp. 110-130 (*Coastal and Estuarine Studies*, 34), 1989.

Nelson, G., and Hutchings, L.: The Benguela upwelling area. *Prog. Oceanogr.*, 12, pp. 333-356, 1983.

Nevison, C.D., Butler, J.H., and Elkins, J.W.: Global distribution of N₂O and the Delta N₂O-AOU yield in the subsurface ocean, *Global Biogeochem. Cy.*, 17(4), 1119, doi:10.1029/2003GB002068, 2003.

Nevison, C.D., Lueker, T.J., and Weiss, R.F.: Quantifying the nitrous oxide source from coastal upwelling, *Global Biogeochem. Cy.*, 18(1), GB1018, doi:10.1029/2003GB002110, 2004.

Neumann, T.: Towards a 3D-ecosystem model of the Baltic sea, *Journal of Marine Systems*, 25, 405-419, 2000.

Neumann, T., Fennel, W., and Kremp, C.: Experimental simulations with an ecosystem model of the Baltic Sea : A nutrient load réduction experiment, *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 3, doi : 10.1029/2001GB001450, 2002.

Olivieri, R.A. and Chavez, F.P.: A model of plankton dynamics for the coastal upwelling system of Monterey Bay, California, *Deep Sea Res. Pt II*, 47(5-6), pp. 1077-1106, doi:10.1016/S0967-0645(99)00137-X, 2000.

O'Reilly, J.E., Maritorena, S., Siegel, D., O'Brien, M., Toole, D., Greg Mitchell, B., Kahru, M., Chavez, F., Strutton, P., Cota, G., Hooker, S., McClain, C., Carder, K., Muller-Karger, F., Harding, L., Magnuson, A., Phinney, D., Moore, G., Aiken, J., Arrigo, K., Letelier, R., and Culver, M.: Ocean color chlorophyll-a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4, in: O'Reilly, J.E., and 24 coauthors: *SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3*. NASA Tech. Memo. 2000-206892, Vol. 11, S.B. Hooker and E.R. Firestone, Eds., NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, pp. 9-23, 2000.

Ohde, T., Siegel, H., Reibmann, J., Gerth, M.: Identification and investigation of sulphur plumes along the Namibian coast using the MERIS sensor, *Continental Shelf Research*, 27, pp. 744-756, doi : 10.1016/j.csr.2006.11.016, 2007.

Olivieri, R.A., and Chávez, F.P.: A model of plankton dynamics for the coastal upwelling system of Monterey Bay, California, *Deep-Sea Res. Pt II*, 47, pp. 1077-1106, 2000.

Olson, R.J.: Differential photoinhibition of marine nitrifying bacteria: a possible mechanism for the formation of the primary nitrite maximum. *J. Mar. Res.*, 39, pp. 227-238, 1981.

Orlanski, I.: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *Journal of Computational Physics*, 21, pp. 251-269, 1976.

Orr, J.C., Fabry, V.J., Aumont, O., et al.: Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms, *Nature*, 437, pp. 681-686, 2005.

- Oschlies, A. and Garçon, V.: An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic - 1. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics, *Global Biogeochem. Cy.*, 13(1), pp. 135-160, doi:10.1029/98GB02811, 1999.
- Paulmier, A. and Ruiz-Pino, D.: Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean, *Prog. Oceanogr.*, 80(3-4), 113-128, doi:10.1016/j.pocean.2008.08.001, 2009.
- Paulmier, A., Ruiz-Pino, D. and Garçon, V.: The oxygen minimum zone (OMZ) off Chile as intense source of CO₂ and N₂O, *Cont. Shelf Res.*, 28(20), pp. 2746-2756, doi:10.1016/j.csr.2008.09.012, 2008.
- Paulmier, A., Ruiz-Pino, D., and Garçon, V.: CO₂ maximum in the oxygen minimum zone (OMZ), *Biogeosciences*, 8, pp. 239-252, doi:10.5194/bg-8-239-2011, 2011.
- Pelegrí, J.L., Marrero-Díaz, A., and Ratsimandresy, A.W.: Nutrient irrigation of the North Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, 70(2-4), pp. 366-406, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.018, 2006.
- Peña, M.A., Katsev, S., Oguz, T., and Gilbert, D., Modeling dissolved oxygen dynamics and hypoxia, *Biogeosciences*, 7, pp. 933-957, 2010.
- Penven, P.: A numerical study of the southern Benguela circulation with an application to fish recruitment, Ph. D thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 2000.
- Penven, P., Lutjeharms, J.R.E., Marchesiello, P., Roy, C., and Weeks, S.J.: Generation of cyclonic eddies by the Agulhas Current in the lee of the Agulhas Bank, *Geophys. Res. Lett.*, (28), pp. 1055-1058, 2001.
- Penven, P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F., and Tam, J.: Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach, *J. Geophys. Res.*, 110(C10), C10021, doi:10.1029/2005JC002945, 2005.
- Penven, P., Chang, N., and Shillington, F.: Modelling the Agulhas current using SAfE (Southern African Experiment), *Geophysical Research Abstracts*, 8(04225), 2006a.
- Penven, P., Debreu, L., Marchesiello, P. and McWilliams, J.C.: Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central California upwelling system, *Ocean Model.*, 12(1-2), pp. 157-187, doi:10.1016/j.ocemod.2005.05.002, 2006b.
- Penven, P., Lutjeharms, J.R.E., and Florenchie, P.: Madagascar: A pacemaker for the Agulhas Current system?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17609, doi:10.1029/2006GL026854, 2006c.
- Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L., and Lefèvre, J.: Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations, *Environ. Modell. Softw.*, 23(5), pp. 660-662, doi:10.1016/j.envsoft.2007.07.004, 2008.
- Peterson, R. G., and Stramma, L.: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Prog. Oceanogr.*, 26(1), pp. 1-73, 1991.
- Peterson, W.T., Painting, S.J. and Hutchings, L.: Diel variations in gut pigment content, diel vertical migration and estimates of grazing impact for copepods in the southern Benguela upwelling region in October 1987, *J. Plankton Res.*, 12(2), pp. 259-281, doi:10.1093/plankt/12.2.259, 1990.

Pitcher, G.C., and Weeks, S.: The variability and potential for prediction of harmful algal blooms in the southern Benguela Current. In: Shannon, V., Hempel, G., Malanotte-Rizzoli, P., Moloney, C.L., Woods, J. (Eds.), *Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem*. Large Marine Ecosystems 14. Elsevier, Amsterdam, pp. 125-146, 2006.

Polito, P.S., and Liu, W.T.: Global characterization of Rossby waves at several spectral bands, *J. Geophys. Res.*, 108(C1), 3018, doi:10.1029/2000JC000607, 2003.

Postel, L., Arndt, E.A., and Brenning, U.: Rostock zooplankton studies off West Africa. *Helgoländer Meeresunters* 49, 829-847, 1995.

Poole, R., and Tomczak, M.: Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep-Sea Res.*, 46, pp. 1895-1921, 1999.

Popova, E.E., Lozano, C.J., Srokosz, M.A., Fasham, M.J.R., Haley, P.J. and Robinson, A.R.: Coupled 3D physical and biological modelling of the mesoscale variability observed in North-East Atlantic in spring 1997: biological processes, *Deep Sea Res. Pt I*, 49(10), pp. 1741-1768, doi:10.1016/S0967-0637(02)00091-2, 2002.

Pörtner, H.O., Langenbuch, M., and Reipschläger, A.: Biological impact of elevated ocean CO₂ concentrations: Lessons from animal physiology and earth history, *J. Oceanogr.*, 60, pp. 705-718, 2004.

Pörtner, H.O., Langenbuch, M., Michaelidis, B.: Synergistic effects of temperature extremes, hypoxia, and increases in CO₂ on marine animals: From Earth history to global change, *J. Geophys. Res.*, 110, C09S10, Doi:10.1029/2004JC002561, 2005.

Probyn, T.A.: Nitrogen utilization by phytoplankton in the Namibian upwelling region during the austral spring, *Deep-Sea Res.*, 35, pp. 1387-1404, 1988.

Probyn, T.A.: The inorganic nitrogen nutrition of phytoplankton in the southern Benguela: new production, phytoplankton size and implications for pelagic foodwebs, in *Benguela trophic functioning*, Payne, A.I.L., K.H. Brink, K.H. Mann, et al (eds.), *S. Af. J. Mar. Sci.*, 12, pp.411-420, 1992.

Quartly, G.D., and Srokosz, M.A.: Seasonal Variations in the Region of the Agulhas retroflection: Studies with Geosat and FRAM, *Journal of Geophysical Oceanography*, 23, pp. 2107-2124, 1993.

Quiñones, R.: An Overview of Eastern Boundary Current Systems, in Chap. 2: Eastern Boundary Current Systems, in *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins: A Global Synthesis*, pp. 5-29, K.-K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones, and L. Talaue-MacManus (eds.), Berlin, 2010.

Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G., Solomon, S., Betts, R.E., Charlson, R., Chuang, C., Daniel, J.S., Del Genio, A., van Dorland, R., Feichter, J., Fuglestad, J., Forster, P.M., Ghan, S.J., Jones, A., Kiehl, J.T., Koch, D., Land, C., Lean, J., Lohmann, U., Minschwaner, K., Penner, J.E., Roberts, D.L., Rodhe, H., Roelofs, G.J., Rotstayn, L.D., Schneider, T.L., Schumann, U., Schwartz, S.E., Schwarzkopf, M.D., Shine, K.P., Smith, S., Stevenson, D.S., Stordal, F., Tegen, I., and Zhang, Y.: Radiative Forcing of Climate Change, in *Climate Change 2001, Working Group I: The Scientific Basis*, IPCC Third Assessment Report, Cambridge

University Press, New York, United States, Pacific Northwest National Laboratory (PNNL), Richland, WA (US), 2001.

Raven, J., Caldeira, K., Elderfield, H., et al.: Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide, Policy document 12/05, The Royal Society, London, 2005.

Reason, C.J.C., Mysak, L.A., and Cummins, P.F.: Generation of annual period Rossby waves in the South Atlantic Ocean by the wind stress curl, *J. Phys. Oceanogr.*, 17(11), pp. 2030-2042, 1987.

Reason, C.J.C., Florenchie, P., Rouault, M., and Veitch, J.: Influences of large scale climate modes and agulhas system variability on the BCLME region. In: Shannon, V., G. Hempel, P. Malanotte-Rizzoli, C.L. Moloney, and J. Woods (eds.), *Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem*. Large Marine Ecosystems 14. Elsevier, Amsterdam, pp. 223-238, 2006.

Redfield, J., Ketchum, B.H., and Richards, F.A.: The influence of organisms on the composition of sea-water, in *The sea*, Vol 2, Hill, M. N. (eds.), Academic Press, N.Y., pp. 26-77, 1963.

Richards, F.A.: Anoxic basins and fjords, in Riley, J.P., and Skirrow, G. (eds.), *Chemical Oceanography*, 1, Academic Press, NY, pp. 611-645, 1965.

Richardson, P.L., Lutjeharms, J.R.E. and Boebel, O.: Introduction to the "Inter-ocean exchange around southern Africa", *Deep Sea Res. Pt II*, 50(1), pp. 1-12, doi:10.1016/S0967-0645(02)00376-4, 2003.

Richter, I., Behera, S. K., Masumoto, Y., Taguchi, B., Komori, N., and Yamagata T.: On the triggering of Benguela Niños: Remote equatorial versus local influences, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L20604, doi:10.1029/2010GL044461, 2010.

Riebesell, U., Zondervan, I., Rost, B., et al.: Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmosphere CO₂, *Nature*, 407, pp. 364-367, 2000.

Robinson, C., Poulton, A.J., Holligan, P.M., Baker, A.R., Forster, G., Gist, N., Jickells, T.D., Malin, G., Upstill-Goddard, R., Williams, R.G., Woodward, E.M.S., and Zubkov, M.V.: The Atlantic Meridional Transect (AMT) Programme: A contextual view 1995-2005, *Deep Sea Res. Pt II*, 53(14-16), pp. 1485-1515, doi:10.1016/j.dsr2.2006.05.015, 2006.

Rossi, V., López, C., Sudre, J., Hernández-García, E., and Garçon, V.: Comparative study of mixing and biological activity of the Benguela and Canary upwelling systems, *Geophysical Research Letters*, 35, L11602, doi:10.1029/2008GL033610, 2008.

Rossi, V., López, C., Hernández-García, E., Sudre, J., Garçon, V., and Morel, Y.: Surface mixing and biological activity in the four Eastern Boundary Upwelling Systems, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 16, pp. 557-568, 2009.

Rouault, M., Illig, S., Bartholomae, C., Reason, C.J.C., and Bentamy, A.: Propagation and origin of warm anomalies in the Angola Benguela upwelling system in 2001. *J. Mar. Syst.*, 68, pp. 477-488, 2007.

Roy, C., van der Lingen, C.D., Coetzee, J.C., Lutjeharms, J.R.E.: Abrupt environmental shift associated with changes in the distribution of Cape anchovy *Engraulis encrasicolus* spawners in the southern Benguela. *African Journal of Marine Science* 29 (3), pp. 309-320, 2007.

Santana-Casiano, J., Gonzalez-Davila, M., and Ucha, I.: Seasonal variability of fCO₂ and O₂ in the Angola-Benguela region, Abstract, Eastern boundary upwelling ecosystems, 2-6 June 2008, Las Palmas de Gran Canaria, Spain, 2008.

Schmid, C., Boebel, O., Zenk, W., Lutjeharms, J.R.E., Garzoli, S.L., Richardson, P.L., and Barron, C.: Early evolution of an Agulhas Ring, *Deep Sea Res. Pt II*, 50(1), pp. 141-166, doi:10.1016/S0967-0645(02)00382-X, 2003.

Schmidt, M., Mohrholz, V., Schmidt, T., John, H.-Ch., Weinreben, S., Diesterheft, H., Iita, A., Filipe, V., Sangolay, B.-B., Kreiner, A., Hashoongo, V., and da Silva Neto, D.: Data report of R/V "Poseidon" Cruise 250 ANDEX'99, *Marine Science Reports Warnemünde* 40, pp. 3-117, 2000.

Servain J., Busalacchi, A., Moura, A., McPhaden, M., Reverdin, G., Vianna, M., and Zebiak, S.: A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic "PIRATA", *The Bulletin of American Meteorological Society*, 79, pp. 2019-2031, 1998.

Shannon, L.V.: The Benguela Ecosystem, 1. Evolution of the Benguela, Physical features and processes, *Oceanography and Marine Biology*, 23, pp. 105-182, 1985.

Shannon, L.V., Boyd, A.J., Brundrit, G.B. and Taunton-Clark, J.: On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela System, *J. Mar. Res.*, 44(3), pp. 495-520, doi:10.1357/002224086788403105, 1986.

Shannon, L.V., Agenbag, J.J., and Buys, M.E.L.: Large and mesoscale features of the Angola-Benguela front. In Payne, A. I. L., Gulland, J. A. and K. H. Brink (eds) *The Benguela and Comparable Ecosystems*, *S. Afr. J. mar. Sci.* 5, pp. 11-34, 1987.

Shannon, L.V. and, Hunter, D.: Notes on Antarctic Intermediate Water around southern Africa, *S. Afr. J. mar. Sci.*, 6, pp. 107-117, 1988.

Shannon, L. V., and Nelson, G.: The Benguela : Large scale features and processes and system variability, in *The South Atlantic past and present circulation*, edited by G. Wefer, W. H. Berger, G. Siedler, and D. J. Webb, pp. 163-210, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 1996.

Shannon, L.V., and O'Toole, M.J.: Integrated overview of the oceanography and environmental variability of the Benguela current region, Synthesis and assessment of information on the Benguela current large marine system (BCLME). Thematic Report 2, BCLME, Windhoek, Namibia, 1999.

Shannon, L.V., and O'Toole, M.J.: Sustainability of the Benguela, Large Marine Ecosystem of the World, Elsevier, 2003.

Shannon, L.V., and Pillar, S.C.: The Benguela ecosystem. Part III: Plankton, Oceanography and Marine Biology, *Annual Review*, 24, pp. 65-170, 1986.

Shannon, L.V., A plan comes together, in *Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem*,

vol. 14, V. Shannon, G. Hempel, P. Malanotte-Rizzoli, C. Moloney, and J. Woods (eds.), pp. 3-10, Elsevier, 2006.

Shchepetkin, A.F., and McWilliams J.C.: Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation, *Monthly Weather Review*, 126, pp. 1541-1580, 1998.

Shchepetkin, A.F. and McWilliams, J.C.: A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate, *J. Geophys. Res.*, 108(C3), 3090, doi:10.1029/2001JC001047, 2003.

Shchepetkin, A.F. and McWilliams, J.C.: The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Model.*, 9(4), pp. 347-404, doi:10.1016/j.ocemod.2004.08.002, 2005.

Shillington, F. A.: The Benguela upwelling system off southwestern Africa, in *The Sea*, Vol. 11, The global coastal ocean, regional studies and syntheses, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, pp. 583-604, Wiley, New-York, 1998.

Shillington, F.A, Reason, C.J.C., Duncombe-Rae, C.M., Florenchie, P., and Penven P.: The Benguela: predicting a large marine ecosystem. Large scale variability of the Benguela Current Large Marine Ecosystem (BCLME), in *Large Marine Ecosystems*, Shannon, L.V., G. Hempel, P. Malanotte-Rizzoli, et al. (eds.), vol.14. Elsevier B.V.. pp. 49-70, 2006.

Siegel, H., Ohde, T., Gerth, M., Lavik, G., Leipe, T.: Identification of coccolithophore blooms in the SE Atlantic Ocean off Namibia by satellites and in situ methods, *Continental Shelf Research*, doi:10.1016/j.csr.2006.10.003, 2006.

Siegfried, W.R., Crawford, R.J.M., Shannon, L.V., Pollock, D.E., Payne, A.I.L. and Krohn, R.G.: Scenarios for global-warming induced change in the open-ocean environment and selected fisheries of the west coast of Southern Africa, *S. Afr. J. Sci.*, 86(7-10), pp. 281-285, 1990.

Silio-Calzada, A., Bricaud, A., Uitz, J., and Gentili, B.: Estimation of new primary production in the Benguela upwelling area, using ENVISAT satellite data and a model dependent on the phytoplankton community size structure, *J. Geophys. Res.*, 113, C11023, doi:10.1029/2007JC004588, 2008.

Soetaert K., Middelburg J.J., Herman P.M.J., Buis K.: On the coupling of benthic and pelagic biogeochemical models *Earth-Science Reviews*, 51, pp. 173-201, 2000.

Sørensen, L., Richardson, K., Christiansen, M.B., Nissens, J., Bendtsen, J., Hilligøe, K.M., and Mouritsen, L.: Interaction of physical, chemical and biological processes in atmosphere-ocean CO₂ exchange in the Benguela upwelling, Abstract, Eastern boundary upwelling ecosystems, 2-6 June 2008, Las Palmas de Gran Canaria, Spain, 2008.

Stramma, L., Johnson, G.C., Sprintall, J., and Mohrholz, V.: Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans, *Science*, 320(5876), pp. 655-658, doi:10.1126/science.1153847, 2008.

Stramma, L., Johnson, G.C., Firing, E., and Schmidtko, S.: Eastern Pacific oxygen minimum zones: Supply paths and multidecadal changes, *J. Geophys. Res.*, 115, C09011, doi:10.1029/2009JC005976, 2010.

Strub, P., Kosro, P., and Huyer, A.: The nature of the cold filaments in the California current system. *J. Geophys. Res.* 96 (C8), pp. 14743-14768, 1991.

Strub, P., Shillington, F., James, C., and Weeks, S.: Satellite comparison of the seasonal circulation in the Benguela and California current systems. in: Pillar, S., Moloney, C., Payne, A., Shillington, F. (eds.), *Benguela Dynamics*. South African Journal of Marine Science vol.19, 99–112, 1998.

Summerhayes, C.P., Emeis, K.-C. Angel, M.V., et al.: Upwelling in the ocean: Modern processes and ancient records, in *Upwelling in the ocean: Modern processes and ancient Records*, Summerhayes, C. P., K.-C. Emeis, M. V. Angel, et al (eds.), Wiley, Chichester, pp. 1-38, 1995.

Talley, L.D: Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic, in *The South Atlantic: Present and Past Circulation*, Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G. and D.J. Webb (Eds), Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, pp. 219-238, 1996.

Taylor, K.E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, 106(D7), pp. 7183-7192, 2001.

Tian, R.C., Vézina, A., Legendre, L., Ingram, R.G., Klein, B., Packard, T., Roy, S., Savenkoff, C., Silverberg, N., Therriault, J.C., and Tremblay, J.E.: Effects of pelagic food-web interactions and nutrient remineralization on the biogeochemical cycling of carbon: a modeling approach, *Deep Sea Res. Pt II*, 47(3-4), pp. 637-662, doi:10.1016/S0967-0645(99)00121-6, 2000.

Tian, R.C., Vézina, A.F., Starr, M., and Saucier, F.: Seasonal dynamics of coastal ecosystems and export production at high latitudes: A modeling study, *Limnol. Oceanogr.*, 46(8), pp. 1845-1859, doi:10.4319/lo.2001.46.8.1845, 2001.

Tilstone, G., Smyth, T., Poulton, A., and Hutson, R.: Measured and remotely sensed estimates of primary production in the Atlantic Ocean from 1998 to 2005, *Deep Sea Res. Pt II*, 56(15), pp. 918-930, doi:10.1016/j.dsr2.2008.10.034, 2009.

Tyrrell, T. and Lucas, M.I.: Geochemical evidence of denitrification in the Benguela upwelling system, *Cont. Shelf Res.*, 22(17), pp. 2497-2511, 2002.

Tomczak, M., and Godfrey, J.S.: *Regional Oceanography: An Introduction*, Pergamon, 1994.

Van Bennekom, A.J., and Berger, G.W.: Hydrography and silica budget of the Angola Basin, *Netherlands Journal of Sea Research*, 17, pp. 149-200, 1984.

van der Lingen, C.D., Shannon, L.J., Cury, P., Kreiner, A., Moloney, C.L., Roux, J.-P., and Vaz-Velho, F.: Resource and ecosystem variability, including regime shifts in the Benguela Current System, in *Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem*. Large Marine Ecosystems 14, Shannon, V., G. Hempel, P. Malanotte-Rizzoli, C.L. Moloney, J. Woods (eds.), Elsevier, Amsterdam, pp. 147-185, 2006.

Veitch, J., Penven, P., and Shillington, F.: The Benguela: A laboratory for comparative modeling studies, *Prog. Oceanogr.*, 83(1-4), pp. 296-302, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.008, 2009.

Verheye, H.M.V., Richardson, A.J., Hutchings, L., Marska, G., and Gianakouros, D.: Long-term trends in the abundance and community structure of coastal zooplankton in the southern Benguela system, 1951–1996. *South African Journal of Marine Science* 19, pp. 317-332, 1998.

Verheye, H.M. and Ekau, W.: *Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System (GENUS Project) and St Helena Bay Monitoring Line (SHBML)*, cruise report, FRS Africana, 1 to 17 December 2009, 2009.

Waldron, H.N., Probyn, T.A., and Brundrit, G.B.: Carbon pathways and export associated with the southern Benguela upwelling system: A re-appraisal, *S. Af. J. Mar. Sci.*, 19, pp. 113-118, 1998.

Wanninkhof, R.: Relationship Between Wind Speed and Gas Exchange Over the Ocean, *J. Geophys. Res.*, 97, pp. 7373-7382, 1992.

Walter, S., Bange, H.W., Breitenbach U., Wallace, D.W.R. : Nitrous Oxide in the North Atlantic Ocean, *Biogeosciences*, 3, pp. 607-619, 2006.

Ward, B.B.: Nitrification in marine environments, pp. 157-184. In J.I. Prosser (eds.), *Nitrification*. IRL, 1986.

Ware, D.M.: Production characteristics of upwelling systems and the trophodynamic role of hake, in Benguela trophic functioning, pp. 501-513, A. I. L. Payne, K. H. Brink, K. H. Mann, R. Hilborn (eds.), 1992.

Wedepohl P.M., Lutjeharms J.R.E., and Meeuwis, J.M.: Surface drift in the South-East Atlantic Ocean, *South African Journal of Marine Science*, 22, pp. 71-79, 2000.

Weeks, S.J., Curry, B., and Bakun, A.: Satellite imaging massive emissions of toxic gas in the Atlantic, *Nature*, 415, pp. 93-94, 2002.

Weeks, S.J., Currie, B., Bakun, A., and Peard, K.R.: Hydrogen sulphide eruptions in the Atlantic Ocean off southern Africa: implications of a new view based on SeaWiFS satellite imagery, *Deep Sea Research I*, 51, pp. 153-172, 2004.

Weiss, R.F.: Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas, *Marine Chemistry*, 2, pp. 203-215, 1974.

Weiss, R.F. and Price, B.A.: Nitrous oxide solubility in water and seawater, *Mar. Chem.*, 8(4), pp. 347-359, doi:10.1016/0304-4203(80)90024-9, 1980.

Wittke, F., Kock, A., and Bange, H.W.: Nitrous oxide emissions from the upwelling area off Mauritania (NW Africa), *Geophys. Res. Lett.*, 37, L12601, doi:10.1029/2010GL042442, 2010.

Woebken, D., Fuchs, B.M., Kuypers, M.M.M., and Amann, R.: Potential interactions of particle-associated anammox bacteria with bacterial and archaeal partners in the Namibian Upwelling System. *Appl Environ Microbiol* 73, pp. 4648-4657, 2007.

Wunsch, C., and Ferrari, R.: Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans., *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 36, pp. 281-314, 2004.

Yakushev, E.V., Pollehne, F., Jost, G., Kuznetso, I., Schneider, B. and Urnlauf, L.: Analysis of the water column oxic/anoxic interface in the Black and Baltic seas with a numerical model, *Mar. Chem.*, 107(3), pp. 388-410, doi:10.1016/j.marchem.2007.06.003, 2007.

Zabel, M., and cruise participants: Report and preliminary results of METEOR Cruise M57/2, Walvis Bay–Walvis Bay, 11.02.–12.03.2003, cruise report, Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen 220, 2003.

Annexe : Article sur les Ondes de Rossby

J'ai consacré les cinq premiers mois de ma thèse à finaliser mes travaux de stage de Master II Recherche en Sciences de l'Univers (Université Paul Sabatier, Toulouse III), Mention "Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales". Cette étude a porté sur "L'influence des ondes de Rossby sur le système biogéochimique de l'océan Atlantique Sud", et a donné lieu à une publication.

Spatial and temporal variability of the remotely sensed chlorophyll-*a* signal associated with Rossby waves in the South Atlantic Ocean

Journal of Geophysical Research

E. Gutknecht¹, I. Dadou¹, G. Charria¹, P. Cipollini² and V. Garçon¹.

¹: Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, UMR 5566 CNES/CNRS/IRD/UPS, Toulouse, France.

²: National Oceanography Centre, Southampton, United Kingdom.

Même si l'océan ne représente que moins de 1% de la biomasse liée aux plantes sur la Terre, il est responsable de près de la moitié de la photosynthèse nette de la biosphère. A ce titre, cette biomasse est un élément essentiel dans la régulation du climat, par l'absorption du dioxyde de carbone lors de la photosynthèse, par exemple. Il est donc nécessaire d'estimer correctement cette biomasse ainsi que les processus qui l'affectent, notamment à mésoéchelle (10 à 1000 km).

Afin de mieux comprendre les interactions existant entre la physique et la biogéochimie, les ondes de Rossby, processus à mésoéchelle, ont été spécifiquement étudiées dans l'océan Atlantique Sud, ainsi que leur influence sur la biomasse marine. La signature de ces ondes en anomalies de hauteur de la mer (SLA) et en anomalies de concentrations en chlorophylle de surface (CHLA) a été analysée à l'aide des données satellites sur la période 1997-2006, la SLA provenant des données altimétriques TOPEX/ERS et la CHLA des données de couleur de l'eau du capteur SeaWiFS.

Des longueurs d'onde comprises entre 400 et 1100 km, se propageant vers l'Ouest, ont été observées entre 18°S et 45°S avec des vitesses de propagation comprises entre 0.05 et 7.5 cm.s⁻¹. L'utilisation d'un modèle théorique a mis en évidence que trois processus étaient susceptibles d'expliquer la signature des ondes de Rossby dans les données de chlorophylle de surface. Ces processus sont l'advection méridienne des concentrations en chlorophylle de surface, l'uplifting du maximum en chlorophylle situé en subsurface et l'upwelling de nitrates. La contribution relative des trois processus, à l'aide d'une méthode statistique, a permis d'identifier trois principales zones dans l'Atlantique Sud. Au Nord et au Sud du Gyre,

l'advection méridienne de chlorophylle liée aux vitesses géostrophiques associées à l'onde est responsable d'environ 60% de la signature des ondes de Rossby observées dans les données de chlorophylle de surface ; sa contribution est à peine plus faible dans le Gyre (~50%). Dans ces trois régions, l'upwelling de nitrates contribue à plus de 30% du signal. Les nutriments qui alimentent par advection verticale la couche euphotique vont entraîner un accroissement de la production primaire et donc des concentrations en chlorophylle de surface. Ce processus pourrait donc influencer la production primaire et ainsi jouer un rôle sur le cycle du carbone, via la "pompe biologique". Enfin, le Gyre Subtropical de l'océan Atlantique Sud apparaît comme l'unique région où la contribution du processus d'uplifting de chlorophylle atteint 20%.

La variabilité saisonnière et interannuelle du processus dominant a été étudiée à l'aide des relations de phase entre CHLA et SLA ainsi que du gradient méridien de chlorophylle de surface. Un déplacement méridien saisonnier de 4° est montré dans les deux jeux de données, dans la zone de gradient méridien négatif. Pour la variabilité interannuelle, 2003 et 2004 apparaissent comme des années particulières à 30°S, où la relation de phase (CHLA-SLA) et le gradient méridien de chlorophylle ne suivent pas le cycle saisonnier habituel. Ces années particulières semblent liées à des anomalies de circulation atmosphérique à grande échelle au niveau de l'océan Atlantique Sud.

Spatial and temporal variability of the remotely sensed chlorophyll *a* signal associated with Rossby waves in the South Atlantic Ocean

E. Gutknecht,¹ I. Dadou,¹ G. Charria,^{1,2} P. Cipollini,² and V. Garçon¹

Received 23 January 2009; revised 22 October 2009; accepted 18 December 2009; published 4 May 2010.

[1] The present study focuses on the spatial and temporal variability of interactions between physics and biogeochemistry during the Rossby wave passage in the South Atlantic Ocean. The Rossby wave signature in sea level anomalies (SLA) and surface chlorophyll *a* concentration anomalies (CHLA) is analyzed using remotely sensed data from 1997 to 2006. Wavelengths between 400 and 1100 km, with westward propagating speeds up to 7.5 cm.s^{-1} , are observed. Using a theoretical model, three processes (meridional advection of surface chlorophyll *a* concentrations, uplifting of subsurface chlorophyll *a* maximum, and upwelling of nutrients) are likely to explain the chlorophyll *a* Rossby wave signature. A statistical assumption allows quantifying the relative importance of each process. Three zones are identified. The Subtropical Gyre is the only area where the contribution of the uplifting process reaches 20%. North and south of this gyre, the meridional advection process is responsible for an important part (around 60%) of the observed chlorophyll *a* signals. The temporal variability of this dominant process is studied using the phase relationships between CHLA and SLA and the surface meridional chlorophyll *a* gradient. A seasonal meridional shift (4°) is shown on both data sets on the area of negative meridional gradient. At 30°S – 31°S , a clear seasonal cycle is observed in both data sets for the whole studied period, except in 2003 and 2004 where both data sets do not follow the usual seasonal cycle. These particular years can be related to anomalies in large scale atmospheric circulation over the South Atlantic Ocean.

Citation: Gutknecht, E., I. Dadou, G. Charria, P. Cipollini, and V. Garçon (2010), Spatial and temporal variability of the remotely sensed chlorophyll *a* signal associated with Rossby waves in the South Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 115, C05004, doi:10.1029/2009JC005291.

1. Introduction

[2] The South Atlantic Ocean plays an important role in the global oceanic circulation and climate variability. It connects the North Atlantic and Indian Oceans and its southern part communicates with the Pacific Ocean via the Antarctic Circumpolar Current. The South Atlantic Ocean exhibits a large frequency range of variability from intraseasonal to interannual up to multidecadal time scales, especially for the sea surface temperature (SST) [e.g., Robertson *et al.*, 2003; Haarsma *et al.*, 2003; Grodsky and Carton, 2006]. This variability is linked to fluctuations of the intensity and position of the South Subtropical Anticyclone in sea level pressure that affects the winds close to the ocean surface. Several hypotheses are proposed to explain the interannual variability in the South Atlantic Ocean: local coupled atmosphere/ocean interactions [e.g., Venegas *et al.*, 1997; Sterl and Hazeleger, 2003], atmospheric teleconnec-

tion with the Tropical Pacific [e.g., Venegas *et al.*, 1997; Colberg *et al.*, 2004; Handoh *et al.*, 2006], oceanic transport from the Indian Ocean [e.g., Matano and Beier, 2003], as well as Tropical Atlantic influences [e.g., Grodsky and Carton, 2006]. This variability affects the circulation of the South Atlantic Ocean.

[3] Rossby waves are also present in the South Atlantic Ocean and play a role in maintaining the midlatitude gyre and in the intensification of western boundary currents. These waves influence the South Atlantic Ocean circulation and variability. They were first theoretically studied in this basin by Reason *et al.* [1987]. They are mainly generated by fluctuations of winds on the eastern boundary of the basin (western African coast) as well as in the open ocean. The advance of satellite observations renewed the study of Rossby waves, especially with altimetry and ocean color data [Chelton and Schlax, 1996; Machu *et al.*, 1999; Cipollini *et al.*, 2001]. The South Atlantic Ocean exhibits the least intense signals of all basins in terms of wave amplitudes [Polito and Liu, 2003], but clear westward propagating signals can be identified on the longitude/time plots with the properties of first baroclinic mode of Rossby waves [Charria *et al.*, 2003]. However, Chelton *et al.* [2007] pointed out the fact that nonlinear eddies are expected to have phase speeds

¹Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, UMR 5566, UPS, CNES, CNRS, IRD, Toulouse, France.

²National Oceanography Centre, Southampton, UK.

close to that of nondispersive Rossby waves, making it difficult to separate the two kind of signals.

[4] These Rossby waves have also a signature in satellite surface chlorophyll *a* concentrations [Machu *et al.*, 1999; Cipollini *et al.*, 2001; Uz *et al.*, 2001]. Horizontal (meridional advection of surface chlorophyll *a* concentrations) and vertical mechanisms (uplifting of subsurface chlorophyll *a* maximum and upwelling of nutrients) can explain this influence. Vertical processes associated with the passage of Rossby waves can increase/decrease the primary production [Charria *et al.*, 2008]. At basin scale, it may have an influence on the carbon cycle via the biological pump associated with the primary and subsequent export productions. These processes can potentially be modulated by the seasonal and interannual variability in the South Atlantic Ocean. In this paper, we focus our study on interactions between physics and biogeochemistry during the passage of Rossby waves and their spatial and temporal (seasonal and interannual) variability. We analyze the simultaneous satellite set of altimetry and ocean color data using spectral analyses. After a characterization of Rossby wave properties in the satellite data, we study the coupled processes which might explain this Rossby wave signal in surface chlorophyll *a* concentrations using a theoretical model [Killworth *et al.*, 2004; Charria *et al.*, 2006]. We then investigate the seasonal and interannual variability of the dominant process, and we attempt to interpret this process in the framework of the seasonal and interannual variability of the South Atlantic Ocean in the results and discussion section before concluding.

2. Data and Methods

2.1. Remotely Sensed Data Used

[5] As mentioned previously, two remotely sensed data sets are used in the studied area: sea level anomalies (SLA) derived from satellite altimeters and estimated surface chlorophyll *a* concentration anomalies (CHLA) from ocean color sensors.

2.1.1. Altimetry: Sea Level Anomalies

[6] Sea level anomaly (in cm) data from the DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System) archive are developed by AVISO (Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques). An improved space/time objective analysis method combines TOPEX/Poseidon, ERS-1/2, JASON-1, GFO and ENVISAT data to obtain a merged sea level. This method takes into account long-wavelength errors (noise correlated on large scales) with a 1–2 cm mean error [Le Traon *et al.*, 1998]. SLA weekly products, obtained by subtracting the mean dynamic topography RIO05 [Rio *et al.*, 2005] from the sea surface height data, are projected on a regular spatial grid of $1/3^\circ$ from October 1992 to August 2006 to obtain the mapped sea level anomaly products. To have the same temporal resolution as the monthly surface chlorophyll *a* concentrations (see below), SLA data are averaged monthly.

2.1.2. Ocean Color: Surface Chlorophyll *a* Concentrations

[7] Surface chlorophyll *a* concentrations (in mgChl.m^{-3}) are from the SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) ocean color sensor. We use monthly level 3 binned data products, processed (version 5.1) with the OC4v4

algorithm from O'Reilly *et al.* [1998]. Data are processed by the NASA Goddard Space Flight Center and distributed by the DAAC (Distributed Active Archive Center) [McClain *et al.*, 1998]. Monthly products are projected on a regular spatial grid of 9 km and cover a period of almost 9 years from the start of the SeaWiFS mission (September 1997) to August 2006. The predicted error on the 1 km SeaWiFS estimates of surface chlorophyll *a* concentrations is 35% [McClain *et al.*, 1998]. The accuracy of 9 km gridded data is comparable or better. Monthly data are regridded onto a regular spatial grid of $1/3^\circ$ to have the same spatial resolution as SLA, sufficient to detect large scale propagating signals.

[8] Chlorophyll *a* concentrations in the ocean tend to be lognormally distributed [Campbell, 1995; Pottier *et al.*, 2006]. Therefore, we take the decimal logarithm of surface chlorophyll *a* concentrations. Gaps in the data, mainly due to the presence of clouds, are filled with a linear interpolation necessary for the application of the spectral analysis and filters described below. These gaps have a mean value of $51 \text{ km} \pm 37 \text{ km}$ between 18°S and 45°S , or $13\% \pm 9\%$ of the minimum wavelength (400 km) of the Rossby waves studied.

2.1.3. Studied Domain

[9] The analyzed area between 18°S and 45°S varies in longitude (from 39°W to 6°E for the maximum zonal extension). Coastal areas as well as regions north of 18°S and south of 45°S are masked out. Indeed, regions with high surface chlorophyll *a* concentrations on the borders of data series (for example, the Benguela Upwelling and the Brazil-Malvinas Confluence Zone) may induce strong edge effects in the spectral analysis and generate important spectral coefficients which may mask the weaker signals linked to Rossby waves. Moreover, closer to the equator, the equatorial region has dense cloud coverage. Southward of 40°S , the dynamics are complicated by the strong advection of the Antarctic Circumpolar Current inducing eastward propagating features [Hughes, 1995]. Furthermore, the observation of Rossby waves from ocean color data becomes very difficult south of 45°S because of persistent winter cloud cover. Therefore, we choose 45°S as the southern boundary of the studied area.

[10] Since the eastern boundary of the South Atlantic Ocean is removed from our studied domain, the beta refraction effect toward the equator of low latitude baroclinic Rossby wave packets due to the strong dependence of the zonal group velocity C_g on latitude [see Schopf, 1981; Pierini, 2005, 2006] cannot be seen.

2.2. Signal Analysis Methodology and Westward Propagations

[11] In the present work, the wavelet analysis (WA) as in the work of Charria *et al.* [2006] is used. This spectral analysis, based on the Wavelet Transform (WT), allows finding the dominant frequencies of the signal and their locations in space and/or time. For a one-dimensional WA, the WT uses a family of functions, called *wavelets*, based on two parameters: the translation and the dilatation [Kumar and Foufoula-Georgiou, 1994]. We are using the 1-D continuous WT defined as a convolution of a discrete sequence and a translated and dilated *wavelet* [Torrence and Compo, 1998]. We adopt the *Morlet wavelet*, a modulated Gaussian plane

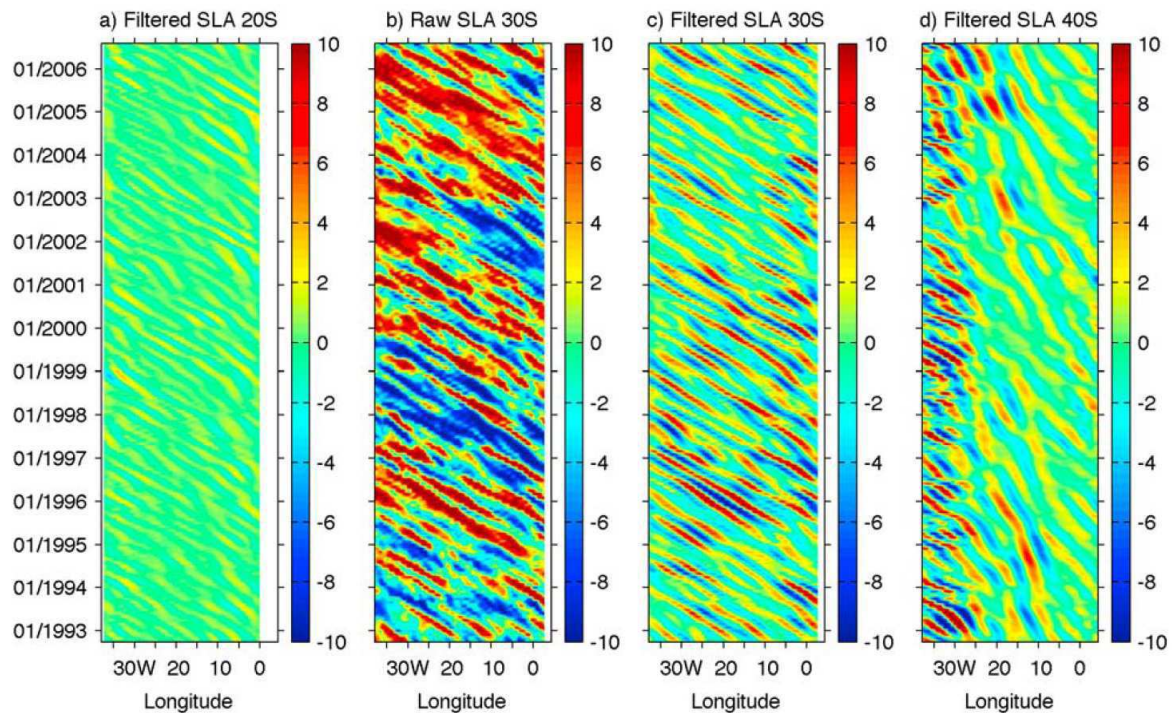


Figure 1. Longitude/time diagrams of SLA (cm) at (a) 20°S, (c) 30°S, and (d) 40°S for filtered data and (b) 30°S for raw data. Signals are reconstructed for wavelengths between 400 and 1100 km, after removing eastward propagating and stationary features.

wave suitable for the analysis of waves in Geophysics. This method is spatially applied, for each latitude (between 18°S and 45°S) and each time step, to study wavelengths of the dominant propagating signals in altimetry and ocean color data sets. The cross-wavelet analysis (CWA [see *Torrence and Webster*, 1999]) is then applied to both data sets, which allows for the quantification of the coherency and phase relationships (or phase differences) between these two data sets. We focus here our investigation on the possible phase relationships between CHLA and SLA.

[12] The first baroclinic mode of Rossby waves corresponds to westward propagating signals, which can be non-dominant in SLA and/or surface chlorophyll *a* concentrations as compared to other processes such as the seasonal cycle or nonlinear eddies. To clearly identify these propagations, a preprocessing is necessary. In our case, we choose to apply two spectral filters. First, the eastward propagating (corresponding to those spectral components for which wave number and frequency have the same sign, i.e., those in the first and third quadrants) and stationary features (those with zero frequency, i.e., on the wave number axis) are removed using a 2-D (longitude/time) Fourier analysis for each latitude. By removing stationary features, zonal mean values are removed from SLA and surface chlorophyll *a* concentrations. Surface chlorophyll *a* concentration anomalies (CHLA) are then obtained. Components with zero wave number are also removed [Killworth *et al.*, 2004]. In a second step, CHLA and SLA signals are reconstructed for wavelengths included between 400 km and 1100 km, using a 1-D spatial WA performed for each latitude and time step.

The choice of this wavelength range allows filtering out part of the mesoscale signals (for nonlinear eddies with diameters lower than 200 km). This wavelength interval was emphasized by a preliminary WA carried out on the SLA data after removing only the stationary and eastward propagating features (see section 3.1). A filtered data set is then obtained and westward propagations are clearly observed in longitude/time diagrams of SLA as compared to the unfiltered data (see the example at 30°S, Figures 1b and 1c).

[13] We tested our filtering procedure to ensure that removal of eddies was performed efficiently using an idealized 3-D model (M. Thomas, personal communication, 2009). This model simulates statistically realistic Gaussian eddies based on *Chelton et al.* [2007], a set of idealized sinusoidal waves, and a final model field (or mesoscale field) containing both eddy and Rossby wave components. The filtering procedure is then applied on the mesoscale field in order to split the signal into eddy component and linear Rossby wavefields, and demonstrate the efficiency of the filter to remove a large fraction of eddies. The filtering procedure successfully removes a large fraction of simulated eddies (not shown) and can be applied to real data with confidence. However, some of them subsist after filtering, west of 25°W southward of 40°S because of the high mesoscale activity associated with the Brazil-Malvinas Confluence Zone.

[14] Propagation speeds (the phase velocities of Rossby waves) are estimated using the Radon transform (RT) [Deans, 1983]. This method, frequently used to estimate phase speeds in oceanic data sets [e.g., *Challenor et al.*,

2001; Maharaj *et al.*, 2005; Cipollini *et al.*, 2006; Charria *et al.*, 2006], is applied on 2-D filtered SLA longitude/time diagrams.

2.3. Modeling of the Physical/Biological Coupled Processes

2.3.1. Different Mechanisms and Associated Phase Relationships Between CHLA and SLA

[15] To investigate the different physical/biogeochemical coupled processes involved in the signature of Rossby waves in CHLA, Killworth *et al.* [2004] modeled each one of the three different mechanisms responsible for the coupling, and predicted the resulting phase relationships between CHLA and SLA.

2.3.1.1. Horizontal Mechanism: Meridional Advection of Surface Chlorophyll *a* Concentrations

[16] Westward propagating Rossby waves generate periodic sea surface height anomalies alternatively positive and negative (crests and troughs, respectively) [Killworth *et al.*, 2004]. Owing to geostrophic balance, there are meridional velocities of alternate signs in the SLA zonal gradients on the flanks of the waves. A field of westward propagating waves superimposed on a background meridional chlorophyll *a* gradient (north-south) will therefore distort the front of chlorophyll *a* concentrations because of those geostrophic velocities, resulting into an alternation of positive and negative anomalies in the chlorophyll *a* field that propagate westward with the waves.

[17] For this horizontal mechanism, the theoretical spatial phase relationships depend on the sign of the meridional chlorophyll *a* gradient and on the studied hemisphere. In the South Atlantic Ocean, the following three situations can be observed [see Killworth *et al.*, 2004, Figure 8] (see section 2.3.2):

[18] 1. North of the Subtropical Gyre northern boundary, a positive meridional chlorophyll *a* gradient ($\partial[\text{Chl}]/\partial y > 0$) gives spatial phase relationships between $-\pi/2$ and 0. The northern boundary of the gyre is leaning northwest/southeast, situated at about 15°S in the western part of the basin and at about 30°S in the eastern part.

[19] 2. In the Subtropical Gyre, between the northern boundary and about 39°S, the negative meridional chlorophyll *a* gradient ($\partial[\text{Chl}]/\partial y < 0$) gives spatial phase relationships between $\pi/2$ and π . The gradient is very weak in the oligotrophic gyre, between the northern boundary and about 30°S. It becomes strongly negative in the southern part of the gyre until the Subtropical Front, between about 30°S and 39°S.

[20] 3. Between about 39°S and 45°S, a positive meridional chlorophyll *a* gradient ($\partial[\text{Chl}]/\partial y > 0$) gives spatial phase relationships between $-\pi/2$ and 0.

2.3.1.2. Vertical Mechanism 1: Uplifting of Subsurface Chlorophyll *a* Maximum

[21] Several oceanic regions have a subsurface chlorophyll *a* maximum located within 10 m depth. A propagating wave generates isopycnal vertical movements. Uplift of isopycnals subsequent to the passage of Rossby waves allows an uplifting of phytoplankton cells that can be remotely detected [Cipollini *et al.*, 2001; Charria *et al.*, 2003] and thus can generate an anomaly of surface chlorophyll *a* concentrations.

2.3.1.3. Vertical Mechanism 2: Upwelling of Nutrients

[22] Upwelling associated with Rossby waves could bring additional nutrients into the euphotic layer [Cipollini *et al.*, 2001; Killworth *et al.*, 2004]. Indeed, Rossby waves pump nutrients upward during their westward propagation across the oceanic basin, the so-called Rototiller effect [Siegel, 2001]. Following the structure of the wave, these new nutrients in the euphotic zone would be assimilated and converted into chlorophyll *a* by phytoplankton. These wavelike structures, propagating at the same speed as Rossby waves, could be detected by an ocean color sensor.

[23] For the two last vertical coupled processes, it can be theoretically demonstrated that the predicted spatial phase relationships are between $\pi/2$ and π [Killworth *et al.*, 2004] in the case of a spatial analysis (see section 2.3.2).

2.3.2. Relative Contribution of the Different Processes

[24] A more quantitative approach, based on amplitude ratios and phase relationships between CHLA and SLA, can be adopted to identify the relative contribution of the processes that can explain the chlorophyll *a* signal of Rossby waves.

[25] The theoretical model from Killworth *et al.* [2004] describes the evolution of a tracer (*C*) advected by a purely westward propagating Rossby wave. Based on this advection/diffusion equation, a complex expression of the ratio between the amplitude of the tracer signal (C_A) and the sea surface height (η_A), detailed enough to express the various possible combinations of mechanisms, is obtained

$$\frac{C_A}{\eta_A} = \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right| e^{i\varphi} = \frac{g}{f} \frac{(\bar{C}_{0y} - \beta \Delta C/f)}{(c - \bar{u}_0 + ic/\omega\tau)}, \quad (1)$$

where φ is the phase difference ($\varphi = (\text{phase}(C_A) - \text{phase}(\eta_A))$), g is the acceleration due to gravity, c the negative phase speed of the wave (because of westward propagation) determined from the wave number $k = \omega/c$ (negative), ω the wave frequency (positive), \bar{u}_0 is the zonal mean current, f the Coriolis parameter and $\beta = df/dy$ the northward gradient of the Coriolis parameter. The subscript (₀) represents the surface values. \bar{C}_{0y} is the horizontal meridional tracer gradient (estimated from SeaWiFS ocean color data averaged between 1998 and 2001). Limiting nutrients are assumed to be nitrates, which is a reasonable assumption over the South Atlantic Ocean [Killworth *et al.*, 2004], north of 50°S. $\Delta C \equiv \bar{C}(z=0) - \bar{C}(z=-h)$ with $h = 50$ m for nutrients (chosen value for the mixed layer depth using the nitrate climatology of Louanchi and Najjar [2001]) and $h = 10$ m for chlorophyll *a* (for the reasons outlined by Killworth *et al.* [2004]). τ is the relaxation time, i.e., the response time of the system to come back at a steady state after a perturbation, here taken to be 20 days. In equation (1), the mixing term is simply parameterized as the relaxation time τ after a perturbation. This time scale represents the necessary time of the whole biogeochemical processes to eliminate a nutrient anomaly. All chosen values for the different parameters are taken from Killworth *et al.* [2004].

[26] Equation (1) allows the modeling of the three different mechanisms, and can be rewritten as

$$\frac{C_A}{\eta_A} = \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right| e^{i\varphi} = |A| e^{i[1 - \text{sign}(A)]\frac{\pi}{2}} \frac{(c - \bar{u}_0 - ic/(\omega\tau))}{(c - \bar{u}_0)^2 + (c/\omega\tau)^2}. \quad (2)$$

With

$$A = \left(\frac{g\bar{C}_{0y}}{f} - \frac{g\beta\Delta C}{f^2} \right). \quad (3)$$

The *sign* function returns the sign of the above quantity called A . So if $A > 0$: $\text{sign}(A) = +1$, and if $A < 0$: $\text{sign}(A) = -1$.

[27] Defining Φ such that

$$\cos \Phi = \frac{(c - \bar{u}_0)}{\sqrt{(c - \bar{u}_0)^2 + (c/\omega\tau)^2}} \quad (4)$$

$$\sin \Phi = \frac{(-c/(\omega\tau))}{\sqrt{(c - \bar{u}_0)^2 + (c/\omega\tau)^2}}. \quad (5)$$

We have then

$$\varphi = \left((1 - \text{sign}(A)) \frac{\pi}{2} + \Phi \right). \quad (6)$$

As shown by *Killworth et al.* [2004], the different cases can be summarized as follows:

$$\text{If } \omega\tau \ll 1 \quad \text{then} \quad \varphi = (2 - \text{sign}(A)) \frac{\pi}{2}, \quad (7)$$

$$\text{If } \omega\tau \gg 1 \quad \text{then} \quad \varphi = (3 - \text{sign}(A)) \frac{\pi}{2}, \quad (8)$$

$$\text{And if } \Delta C = 0 \quad \text{then} \quad A = \left(\frac{g\bar{C}_{0y}}{f} \right), \quad (9)$$

$$\text{And if } \bar{C}_{0y} = 0 \quad \text{then} \quad A = \left(-\frac{g\beta\Delta C}{f^2} \right). \quad (10)$$

The horizontal advection case is computed by taking C as surface chlorophyll a concentrations and removing the effect of the vertical advection ($\Delta C = 0$). The vertical advection processes are simulated removing the tracers horizontal gradients ($\bar{C}_{0y} = 0$), then taking C to represent either surface chlorophyll a concentrations to solve the vertical advection of chlorophyll a (ΔC calculated using the climatology of *Conkright et al.* [1998]), or nutrient concentrations (then converted to chlorophyll a assuming a constant Chl:N ratio $\Delta C = 1.59\Delta N$ estimated using the climatology of *Louanchi and Najjar* [2001]) for the upwelling case. Using these different formulations, amplitude ratios ($|C_A/\eta_A|$) and phase relationships (φ) from each process can be analyzed.

[28] So in the South Atlantic Ocean, we get for the following different cases: (1) if $\Delta C = 0$, the horizontal process dominates and $\varphi \in [\pi/2, \pi]$ for negative meridional chlorophyll gradient and $\varphi \in [-\pi/2, 0]$ for positive meridional chlorophyll gradient and (2) if $\bar{C}_{0y} = 0$, the vertical processes dominate and $\varphi \in [\pi/2, \pi]$.

[29] To study the relative contribution of the three different coupled processes, we added a statistical assumption that allows a quantitative decomposition of the contributions by the different processes, by combining together modeled

and observed amplitudes ratios and phase relationships [*Charria et al.*, 2006].

[30] We assumed that the observed amplitude ratios and phases could be written as a linear combination of the three modeled processes. So, the following equation can be built:

$$\left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{obs} e^{i\varphi_{obs}} = z_\alpha \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{hadv} e^{i(\varphi_{hadv})} + z_\beta \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{upl} e^{i(\varphi_{upl})} + z_\gamma \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{upw} e^{i(\varphi_{upw})}, \quad (11)$$

where z_α , z_β and z_γ are three unknown parameters associated with the different modeled complex amplitudes: horizontal advection (*hadv*), uplifting of chlorophyll a (*upl*) and upwelling of nitrates (*upw*). These parameters are complex (for example, $z_\alpha = \alpha \exp(i\varphi_\alpha)$) in order to encompass both amplitude and phase errors in the model.

[31] The system (11) has six unknown parameters in two equations (real and imaginary parts) and then an infinite number of solutions. Among the different possible solutions, we select the one that gives the smallest value for the following cost function:

$$\Psi = \sqrt{|z_\alpha - 1|^2 + |z_\beta - 1|^2 + |z_\gamma - 1|^2}. \quad (12)$$

The cost function Ψ describes the distance, in parameters' space, between the three complex parameters (a point with coordinates $(z_\alpha, z_\beta, z_\gamma)$) and number one (the point $(1,1,1)$), based on the idea that if the process modeling is correct then all the three coefficients would be equal to unity. In other words, z_α , z_β or z_γ equal one represents a total contribution by the corresponding process, exactly as modeled (with exactly modeled amplitude and phase), to reproduce the observations. Solving (11) by minimizing Ψ allows extracting a set of parameters to reproduce the observed amplitude ratios and phase relationships. The relative contribution (P) of the three different processes involved in the signature of Rossby waves in the South Atlantic Ocean is then computed using the following equation:

$$P_j = 100 \times \frac{z_j |C_A/\eta_A|_j}{z_\alpha |C_A/\eta_A|_\alpha + z_\beta |C_A/\eta_A|_\beta + z_\gamma |C_A/\eta_A|_\gamma}, \quad (13)$$

where $j = \alpha, \beta, \gamma$.

3. Results and Discussion

3.1. Rossby Wave Signature in SLA and CHLA in the South Atlantic Ocean

3.1.1. Westward Propagations Observed in SLA

[32] Westward propagating signals, previously identified by several authors as the first baroclinic mode of Rossby waves from their dynamical features (for a review, see *Fu and Chelton* [2001]), are clearly observed in longitude/time plots of filtered SLA at all latitudes studied between 18°S and 45°S (see examples at 20°S, 30°S and 40°S on Figure 1). At 20°S and 30°S, propagations are distinct and keep roughly the same amplitude (3 cm and 10 cm, respectively) across the basin. At 30°S, waves do not exhibit any disturbance, probably due to a waveguide at 30.5°S [*Polito and Liu*, 2003]. At 40°S, the high mesoscale activity

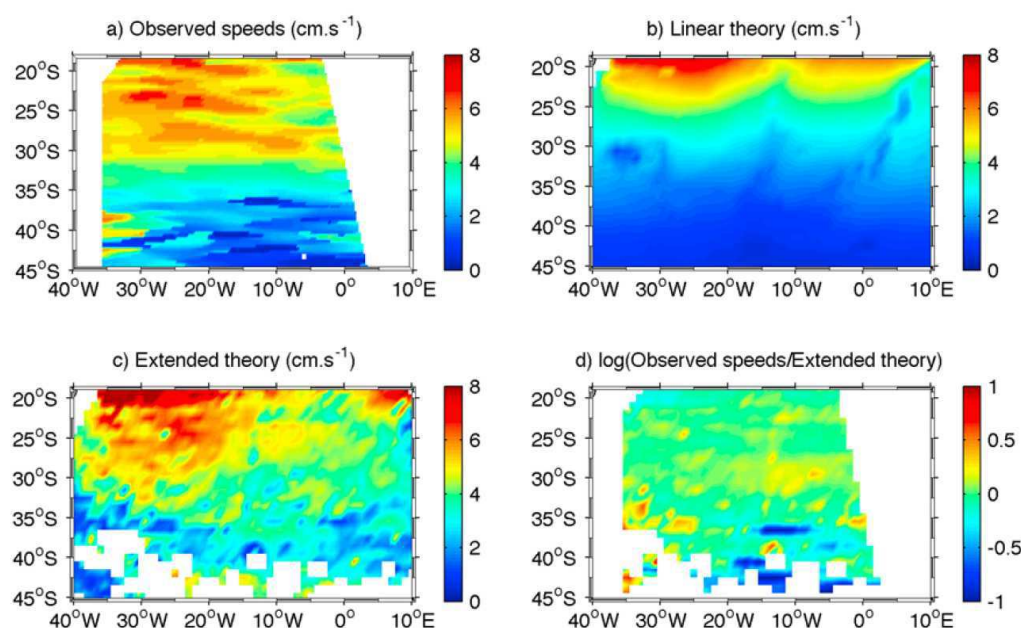


Figure 2. Propagation speeds (cm.s^{-1} , positive westward) corresponding to (a) the filtered SLA data, (b) the linear theory, and (c) the extended theory. (d) Logarithm of the ratio between speeds deduced from the observations and the extended theory. In Figures 2a and 2d, data close to the coasts are omitted due to strong zonal chlorophyll *a* gradients which introduce edge effects in the WA.

(i.e., eddies, fronts, meanders) associated with the Brazil-Malvinas Confluence Zone and the wave/current interactions in this region amplify the propagations west of 20°W .

3.1.2. Zonal Phase Velocities

[33] Observed zonal westward propagation velocities associated with Rossby waves increase from less than 1 cm.s^{-1} in some areas close to 45°S to more than 7.5 cm.s^{-1} at 18°S (Figure 2a), in agreement with *Polito and Liu* [2003]. Such a dependence on latitude is expected from both the linear theory for the first baroclinic mode of Rossby waves (Figure 2b) and its recent extension (Figure 2c) [*Killworth and Blundell*, 2003a, 2003b]. The observed westward increase of the speeds (Figure 2a) is well described by this extended theory (Figure 2c) because it takes into account the mean baroclinic currents, the stratification and the oceanic topography. The ratio between the observed phase speeds and the velocities of the extended theory (Figure 2d) exhibits a good agreement in most of the locations, despite some differences in a few localized areas. The presence of slower waves than the theory south of 40°S (Figure 2d) is probably due to the Doppler shift induced by the barotropic mean current (northern branch of the Antarctic Circumpolar Current) [*Hughes*, 1995], which is not considered in the extended theory.

3.1.3. Wavelengths

[34] A preliminary 1-D WA was performed on the SLA data after removing only the stationary and eastward propagating features to extract wavelengths for the maximum wavelet coefficients at each latitude and each month (see section 2.2). The results highlight a strong latitudinal variability of the signal, with an equatorward increase of the wavelengths from about 455 km at 45°S to 1050 km at 18°S

on temporal mean. This wavelength range corresponds to the wavelength range associated with the cross-spectral peak found by *Killworth et al.* [2004] in the South Atlantic Ocean (between 500 km and 1000 km [see *Killworth et al.*, 2004, Figure 6d]), and in other oceans for this latitude range.

3.1.4. Westward Propagations Observed in CHLA

[35] On Figure 3, three examples of longitude/time diagrams in $\log_{10}(\text{CHLA})$ computed with the same methodological approach as for the SLA are shown. Westward propagating features observed at 20°S , 30°S and 40°S are very similar to Rossby wave signals detected in SLA with wavelengths between 400 km and 1100 km. This confirms the findings by *Cipollini et al.* [2001], *Uz et al.* [2001], and *Charria et al.* [2003, 2006] that Rossby waves have a signature in ocean color data, although filtering is often required to highlight this signature, otherwise hidden by other sources of variability. Thus, westward propagating features (Rossby waves and/or nonlinear eddies, especially in the western boundary) are a nonnegligible source of chlorophyll *a* variability in the South Atlantic Ocean. Nevertheless, many propagating features faster than Rossby waves (i.e., instabilities, meanders) are also observed at 40°S west of 20°W in the Confluence Zone (Figure 3c).

3.2. Coupled Physical/Biogeochemical Processes Involved: A Dominant Process?

[36] As presented before (see section 2.3.1), three physical/biogeochemical coupled processes are likely to explain the signature of Rossby waves in CHLA: the meridional advection of surface chlorophyll *a* concentrations, the uplifting of subsurface chlorophyll *a* maximum and the upwelling

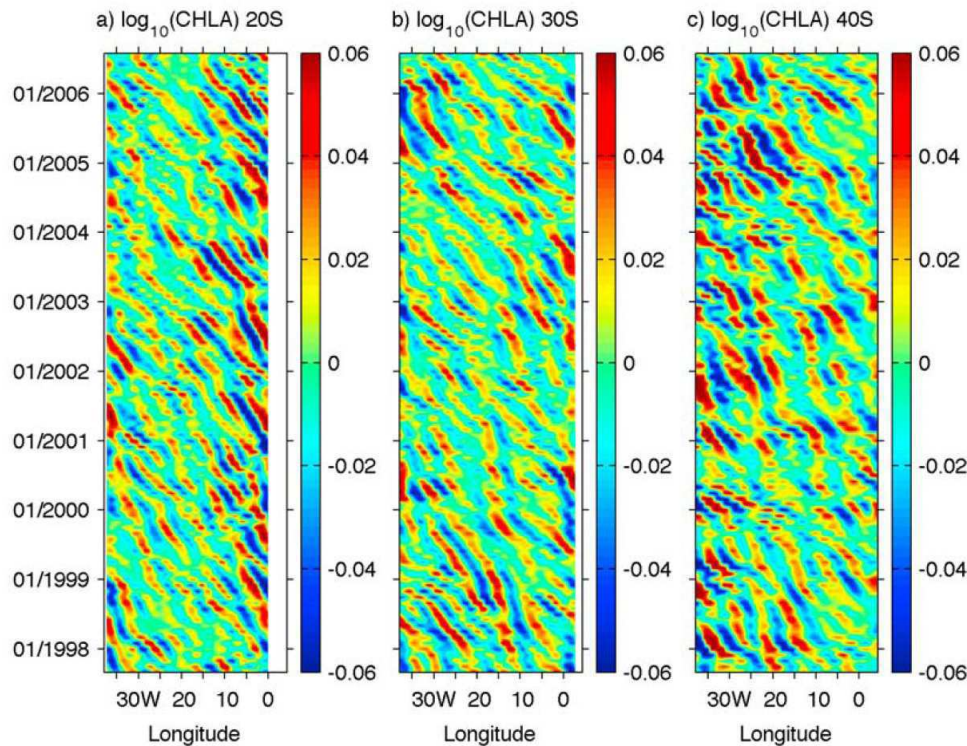


Figure 3. Longitude/time diagrams of $\log_{10}(\text{CHLA})$ ($\log_{10}(\text{mgChl.m}^{-3})$) at (a) 20°S, (b) 30°S, and (c) 40°S. Signals are reconstructed for wavelengths between 400 and 1100 km, after removing eastward propagating and stationary features.

of nutrients. In this section, we address the question of which mechanism dominates in the South Atlantic Ocean, following the methodology developed by *Charria et al.* [2006], which is an extension of the approach suggested by *Killworth et al.* [2004] (see section 2.3.2).

3.2.1. Spatial Variability of Phase Relationships Between CHLA and SLA

[37] We analyze the phase relationships between the filtered CHLA and SLA signals using a CWA. Wavelet coherency and phase relationships ($\varphi = \text{phase}(\text{CHLA}) - \text{phase}(\text{SLA})$) are computed for each latitude from 18°S to 45°S and for each month from September 1997 up to August 2006. From each local wavelet power spectrum, the phase for components between 400 km and 1100 km (within the cone of influence, to exclude the edge effects [see *Torrence and Compo*, 1998]), having a coherency above 0.75 [*Charria et al.*, 2006], is then extracted. For the whole time series, the percentage of cross-wavelet coefficients having a coherency above 0.75 is approximately the same for each month and each year (between 61.3% and 66.5% with a mean value of 63.3%; Figure 4a). The largest number of strong coherencies between CHLA and SLA is reached in the southern part of the Subtropical Gyre (between 32°S and 38°S), with 70% to 84% of values above 0.75 in temporal average (Figure 4b).

[38] The temporal average of phase relationships is performed by summing the wavelet coefficients in the complex space. The percentage of data contributing to the estimate

of the phase differences is the most important (>80%) between 32°S and 38°S. It stays above 50% on the rest of the domain, except on the borders (Figure 4d). Figure 5a presents the phase relationships between CHLA and SLA signals using the CWA. In order to compare our results with those obtained by *Killworth et al.* [2004] using the 2-D Fourier cross-spectral analysis (Figure 5b), we show the results from the 1998–2001 period only (Figure 5a). However, the phase differences obtained for the whole time series using the CWA (not shown) are very similar to those from the 1998–2001 period only. Due to the propagation being westward, the spatial phase map on Figure 5b has opposite sign as compared to the temporal phase map on Figure 6h in the work of *Killworth et al.* [2004]. The phase relationships by both methods (Figures 5a and 5b) appear to be in good agreement and are correlated with the meridional chlorophyll *a* gradient [see *Killworth et al.*, 2004, Figure 8].

[39] In areas of strong positive meridional chlorophyll *a* gradient, north of the Subtropical Gyre northern boundary (see white solid line on Figure 5b) and south of 39°S (see white dotted line on Figure 5b), phases are mainly between $-\pi/2$ and 0 (Figure 5a). However, phases between $-\pi$ and $\pi/2$ are also observed in the area north of the Subtropical Gyre northern boundary, and the area south of 39°S also contains phases between 0 and $\pi/2$ (especially south of 42°S). Based on phase relationships, meridional advection of surface chlorophyll *a* concentrations could explain the Rossby wave

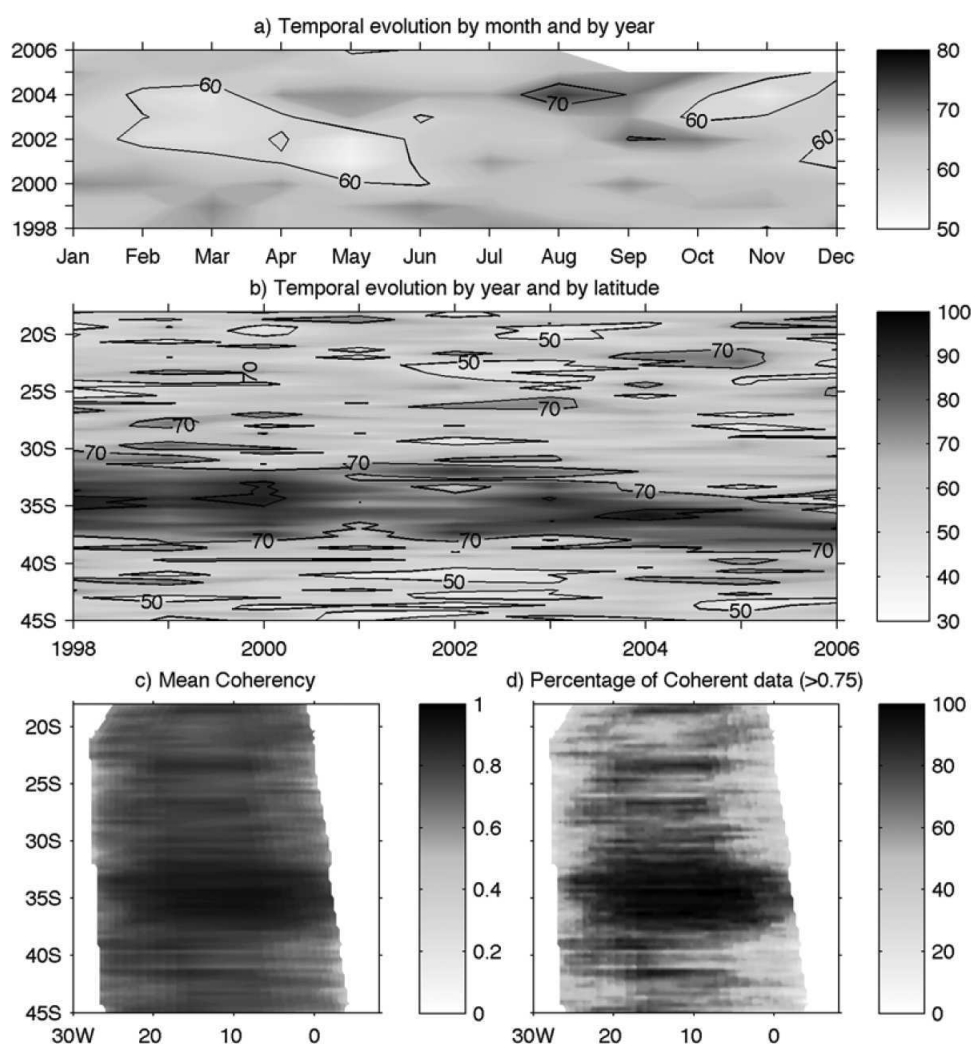


Figure 4. Ratio of extracted data as compared to the number of data used for the CWA: (a) temporal evolution of the percentage (%) by month and by year, (b) temporal evolution of the percentage (%) by year and by latitude, (c) temporal average (from 1998 to 2001) of all coherencies above 0, and (d) percentage (%) of data having a coherency above 0.75 over 4 years (1998 – 2001).

signals in ocean color in most of those locations where observed phases are between $-\pi/2$ and 0 (see section 2.3.1).

[40] Between 39°S and the Subtropical Gyre northern boundary, the phase relationships are mainly between $\pi/2$ and π (Figure 5a) ($\varphi = -\pi$ is equivalent to $\varphi = \pi$), especially between 30°S and 39°S where coherencies deduced from the CWA are the most significant (with values which can be higher than 0.95; not shown). In this area of negative meridional chlorophyll a gradient, such a range of phases can arise from both vertical and horizontal processes (see section 2.3.1). North of 30°S, some locations exhibit phase relationships between $-\pi/2$ and $\pi/2$ where the meridional chlorophyll a gradient is weakly negative in this oligotrophic zone. So between 39°S and the Subtropical Gyre northern boundary, the simple examination of the phase relationships does not

allow a straightforward determination of a dominant process. Further analysis, described below, is needed to assess the relative contribution of the different processes.

3.2.2. Relative Contribution of the Different Processes: Importance of the Chlorophyll a Horizontal Advection

[41] The results of the time independent theoretical model (see section 2.3.2), which computes amplitude ratios ($|C_A/\eta_A|$) and phase relationships (φ) for each process, are compared to the observed amplitude ratios and phase relationships for the whole area studied. We are using the observations from Killworth *et al.* [2004] (see Figure 5b), as these already represent averages over the same time series (1998–2001). The method from Charria *et al.* [2006] (see section 2.3.2) is then applied at all latitudes from 18°S to 45°S in order to identify the relative contribution of the

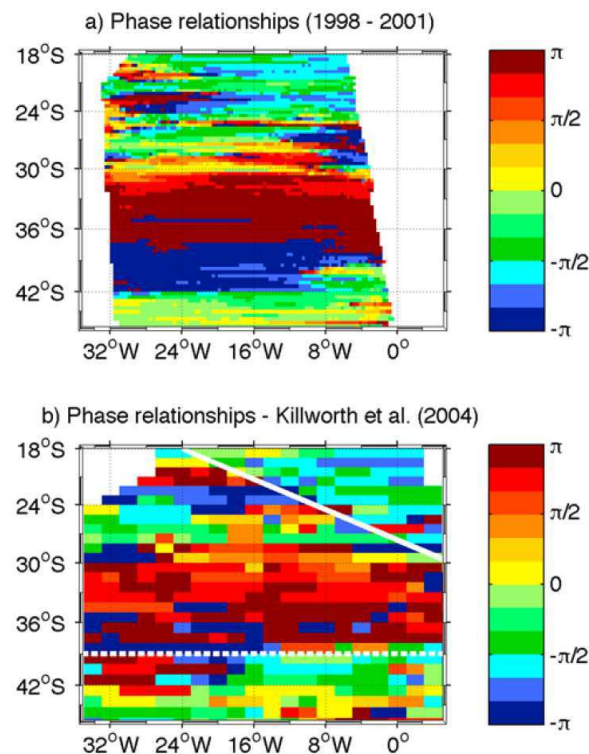


Figure 5. Phase relationships between SLA and CHLA ($phase(CHLA) - phase(SLA)$). (a) Spatial phase relationships are computed using the CWA. Phases for data having a maximum coherency > 0.75 are extracted from each local wavelet power spectrum in the cone of influence for wavelengths between 400 and 1100 km. If there is more than one maximum coherency in the spectral domain, the point in the physical space is excluded to retain only unambiguous phases. (b) Spatial phase relationships found by Killworth *et al.* [2004] over the time series from 1998 to 2001, computed using the Fourier cross-spectral analysis. The white solid line and the white dotted line represent the Subtropical Gyre northern limit and the 39°S limit, respectively (see section 3.2.2).

three processes explaining the influence of Rossby waves on surface chlorophyll *a* concentrations in the South Atlantic Ocean and to resolve any ambiguity whenever possible.

[42] This basin scale method allows distinguishing three different subdomains (limits plotted on Figure 5b) previously suggested by the meridional chlorophyll *a* gradient and the phase relationships deduced from remotely sensed data (see section 3.2.1). Figure 6 shows the results on ternary diagrams for the following three distinct subdomains:

[43] 1. North of the Subtropical Gyre northern boundary (oriented northwest/southeast; the white solid line on Figure 5b), the meridional advection of surface chlorophyll *a* concentrations is the dominant process, with a mean relative contribution of 63.2%. The mean relative contribution is 33.5% for the upwelling of nitrates, and 3.3% for the uplifting of subsurface chlorophyll *a* concentrations.

[44] 2. Between the northern boundary of the Subtropical Gyre and 39°S, the horizontal advection process contributes to 48.5%, the uplifting of subsurface chlorophyll *a* concentrations to 20.5%, the upwelling of nitrates to 31%. The contribution of the uplifting process needs to be highlighted because it is not observed in the other two areas. Charria *et*

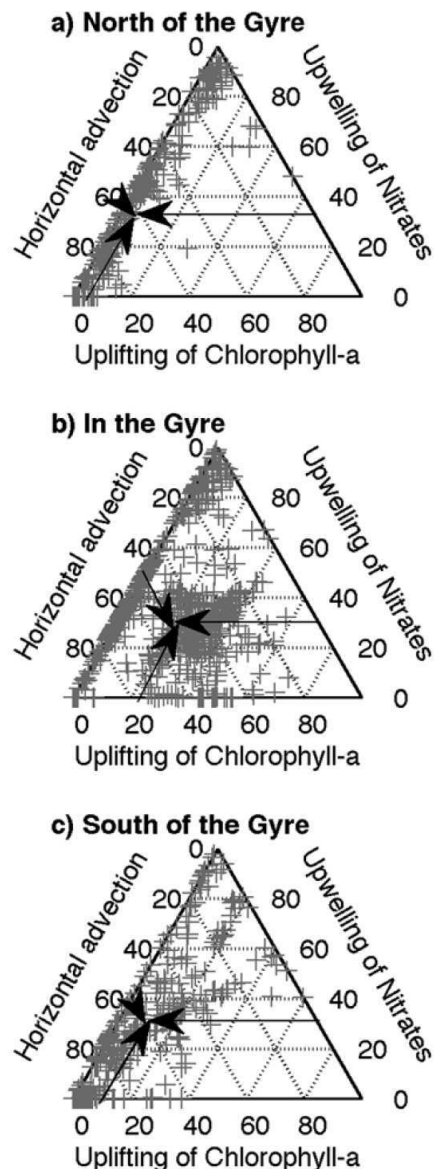


Figure 6. Relative contribution (in %) of the three assumed processes which can explain the surface chlorophyll *a* signature of Rossby waves: meridional advection of surface chlorophyll *a* concentrations, upwelling of nitrates in the euphotic zone and uplifting of the subsurface chlorophyll *a* maximum. Crosses represent all model grid points (a) north of the Subtropical Gyre northern boundary, (b) between the northern boundary of the Subtropical Gyre and 39°S, and (c) south of 39°S for a domain between 18°S and 45°S.

al. [2003] using the same data set [Conkright *et al.*, 1998] as Killworth *et al.* [2004] as well as a radiative transfer model, suggest that the vertical chlorophyll *a* advection could explain part of the observed signal in the Subtropical Convergence Zone, where the vertical chlorophyll *a* gradient is high.

[45] 3. South of 39°S, the horizontal process is the main contributor (58.8%) with most of the values higher than 50%. Uplifting of subsurface chlorophyll *a* concentrations contributes to 9.7% and upwelling of nitrates to 31.5%.

[46] The meridional advection of surface chlorophyll *a* concentrations by Rossby waves is the dominant process, responsible of an important part of the observed signals in the chlorophyll *a* data. Previous studies (Quarty *et al.*'s [2003] study of the South Indian Ocean and Killworth *et al.*'s [2004] study of the global ocean) also showed that the primary mechanism explaining a Rossby wave signal in ocean color appears to be the meridional advection of water across a strong chlorophyll *a* gradient. The significant contribution of the purely vertical advection of subsurface chlorophyll *a* concentrations is restricted to the Subtropical Gyre. Charria *et al.* [2003] and Killworth *et al.* [2004] showed that in the Subtropical Convergence Zone, a reasonably small upwelling velocity acting against a strong vertical chlorophyll *a* gradient over the top 10 m [see Killworth *et al.*, 2004, Figure 10h] can produce a strong surface signal. The process of upwelling of nutrients represents almost the same contribution in the entire studied area (~32%). This process could potentially have an influence on the primary production and, thus play a role in the carbon cycle through "the biological pump." Indeed, a study in the North Atlantic Ocean showed local increases/decreases of the primary production of about $\pm 20\%$ associated with Rossby wave propagations [Charria *et al.*, 2008] in several locations. Compared to the North Atlantic Ocean using the same method [Charria *et al.*, 2006], the situation is different in the South Atlantic Ocean mainly due to the presence of the Subtropical Convergence Zone, which generates an important front in surface chlorophyll *a* concentrations.

[47] Some caveats have to be made on these results. Rossby waves represent a major process in the ocean, which can be studied using satellite observations. However, the formal identification of Rossby waves remains tricky. The first moderation comes from the existence of nonlinear eddies, which, when observed by surface longitude/time diagrams, have spectral characteristics similar to Rossby waves [Chelton *et al.*, 2007]. Chelton *et al.* [2007] suggested that more than 50% of the variability over much of the World Ocean was explained by nonlinear eddies with amplitude between 5 cm and 25 cm and diameter between 100 and 200 km. These nonlinear eddies propagate almost westward at approximately the phase speed of non dispersive baroclinic Rossby waves. From 25° to the equator, eddy speeds are slower than zonal phase speeds of non dispersive baroclinic Rossby waves predicted by the classical theory. Elsewhere, eddy speeds are very similar to the westward phase speeds of classical Rossby waves. Thus, in our study, westward propagations observed between 25°S and 45°S may correspond both to Rossby waves and nonlinear eddies, and eddies should be important particularly in the Subtropical Convergence Zone due to the strong mesoscale activity there [Longhurst, 1998]. However, as the data used in our

study are filtered for wavelengths below 400 km, we therefore remove a large fraction of these nonlinear eddies between 100 and 200 km diameter, except in the region of western boundary currents where strong interactions between Rossby waves, eddies, fronts and currents occur. In a future work, it will be of great interest to clearly separate these nonlinear eddies and the Rossby waves through a size classification or based on dynamical criteria as the Okubo-Weiss parameter used by Chelton *et al.* [2007].

[48] Moreover, the theoretical model from Killworth *et al.* [2004] is a simple model; strong assumptions are made. For example, the vertical chlorophyll *a* and nitrate gradients are deduced from climatologies. The statistical hypothesis from Charria *et al.* [2006] assumes that the observed ratio between CHLA and SLA can be a linear combination of the three modeled coupled processes. Furthermore, the model considers only three distinct physical/biogeochemical coupled processes; however a fourth process was described by Dandonneau *et al.* [2003], in which organic material and floating particles accumulate at the surface due to Rossby wave-induced convergence and then are misclassified as surface chlorophyll *a* concentrations by ocean color algorithms. This process, on which there is not a definite consensus [Killworth, 2004; Dandonneau *et al.*, 2004] can explain part of the signal observed in the South Pacific Subtropical Gyre because of the very oligotrophic conditions in this area, with very weak meridional and vertical gradients of chlorophyll *a*. In the South Atlantic Ocean, the oligotrophic gyre is not very much developed, as compared to other oceans, especially the South Pacific Ocean [McClain *et al.*, 2004], and there are strong meridional gradients of surface chlorophyll *a* concentrations, north and south of the Subtropical Gyre, as well as in the Subtropical Convergence Zone. Thus, we conclude that this fourth mechanism is unlikely to play a role in the formation of a Rossby wave signals on CHLA in the South Atlantic Ocean.

3.3. Temporal Variability of the Dominant Process: Horizontal Advection of Surface Chlorophyll *a* Concentrations

[49] In the previous section, we found that the results from the CWA are consistent with previous studies, and that when we look at the mean contributions over the 1998–2001 period the meridional advection of surface chlorophyll *a* concentrations by Rossby waves represents the dominant process, responsible of an important part of the observed signals in the chlorophyll *a* data in the South Atlantic Ocean. In this section, we take advantage of the capability of localizing the information in time, allowed by the wavelet approach, to investigate the seasonal and interannual variability of this dominant process over the South Atlantic Ocean. Therefore, we study the seasonal and interannual variability of the observed phase relationships between CHLA and SLA signals in relation with the meridional gradient of surface chlorophyll *a* concentrations deduced from the raw data of ocean color for the whole time series (from September 1997 till August 2006). The time dependent phase relationships are calculated using the CWA between the filtered signals of CHLA and SLA. The time variability of the other two processes is not investigated for two reasons. First, these two processes are not dominant over the South Atlantic Ocean. Second, we do not have databases

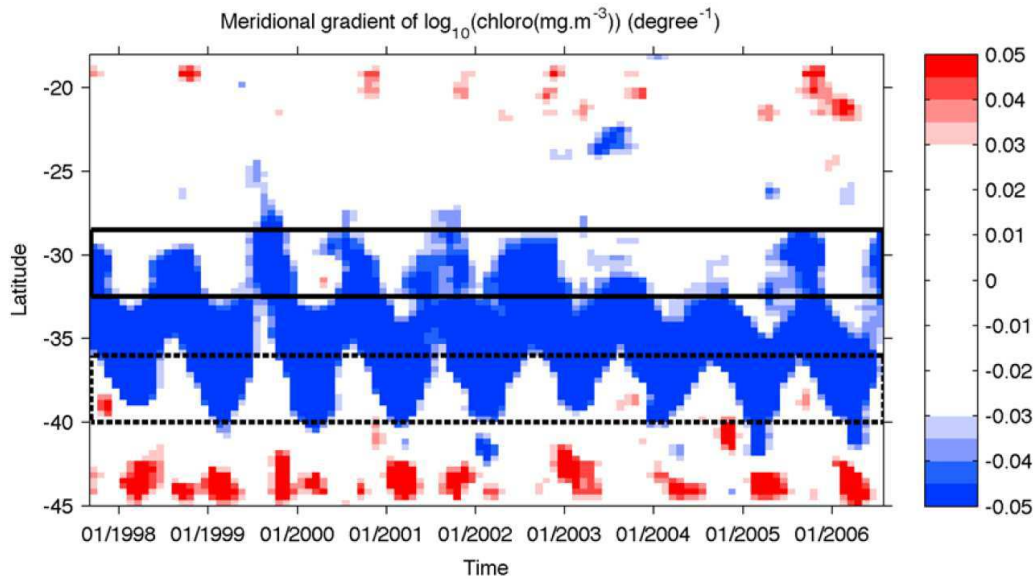


Figure 9. Latitude/time diagram of the meridional chlorophyll a gradient ($\log_{10}(\text{mgChl.m}^{-3})\text{.degree}^{-1}$) from satellite observations. The black solid (dashed) rectangle represents the area situated between the mean winter and summer limits of the northern (southern) limit of the strong negative chlorophyll a gradient.

seasonal shift in the Northern Subtropical Front in SST related to the seasonal shift of the Subtropical Atmospheric Anticyclone [Peterson and Stramma, 1991; Lass and Mohrholz, 2008].

[52] With the same methodology, Figure 8 presents the seasonal phase relationships in austral summer and winter. As mentioned in the previous paragraph, we focus on the area of strong negative meridional gradient (phase relationships between $\pi/2$ and π according to the theoretical model).

In section 3.2.1, the phase relationships from 1998 to 2001 show that between 30°S and 39°S , observed phases are mainly between $\pi/2$ and π (or around $-\pi$) (Figure 5a). Here, this phase range shifts 4° degrees in latitude between austral summer (from 32.5°S to 40°S) and winter (from 28.5°S to 36°S), in agreement with the seasonal displacement of the negative meridional chlorophyll a gradient ($< -0.03 \log_{10}(\text{mgChl.m}^{-3})\text{.degree}^{-1}$). So, this seasonal variability of the phase relationships is shown with the

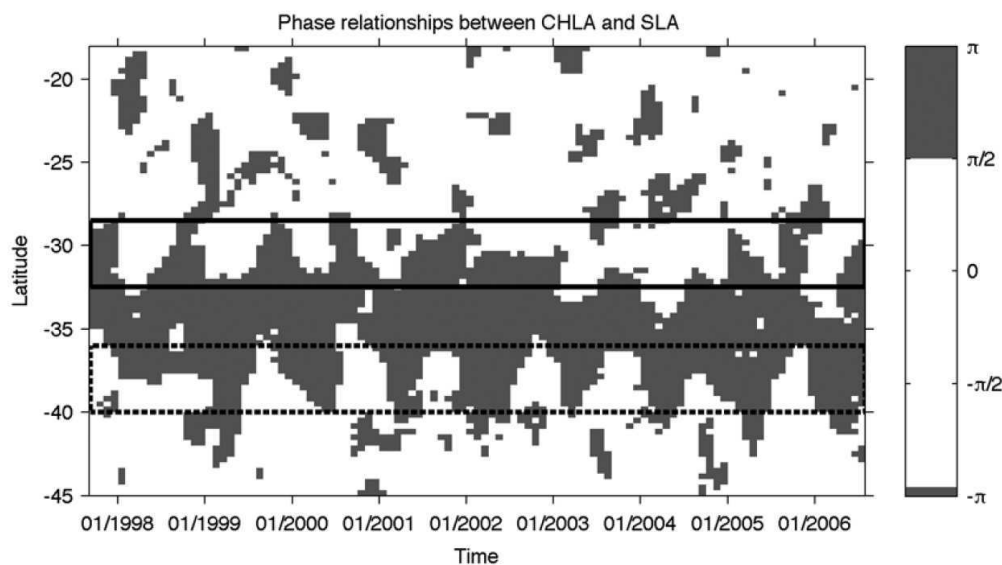


Figure 10. Latitude/time diagram of the phase relationships between CHLA and SLA from satellite observations. The same rectangles as in Figure 9 are plotted.

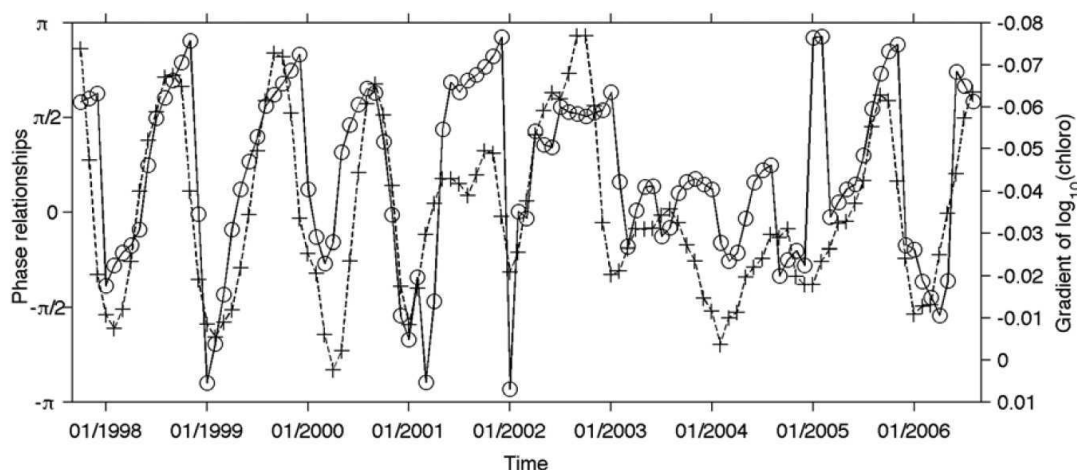


Figure 11. Temporal evolution of the mean meridional chlorophyll *a* gradient ($\log_{10}(\text{mgChl.m}^{-3})$. degree^{-1}) (dashed line with crosses, axis to the right) and the mean phase relationships between CHLA and SLA (solid line with circles, axis to the left) for latitudes located between 30°S and 31°S . The meridional chlorophyll *a* gradient is plotted with a reverse axis for ease of comparison.

meridional shift (4°) of the horizontal chlorophyll *a* gradient of the Subtropical Convergence Zone, related to the seasonal shift of the Subtropical Atmospheric Anticyclone [Peterson and Stramma, 1991; Burls and Reason, 2006; Lass and Mohrholz, 2008]. This seasonal meridional variability of the associated coupled processes may have an influence on the biological production via the latitudinal variation of the available light and nutrient fields.

3.3.2. Interannual Variability

[53] The interannual variability of the meridional chlorophyll *a* gradient and the phase relationships observed between the CHLA and SLA signals are now investigated. Figure 9 presents a time/latitude diagram of the meridional chlorophyll *a* gradient. The gradient is averaged in longitude and smoothed in time and latitude (moving average over 3 months and over $5/3^{\circ}$). The interannual study requires a heavier smoothing than the seasonal study to reduce the noise and observe the trends, as the interannual signal is weaker. Here, the same comment as for the seasonal variability can be made. The area of strong negative meridional gradient is very developed and, the positive gradients are weaker. So, we study the interannual variability of the negative meridional gradient, with the same threshold: we follow the gradients less than $-0.03 \log_{10}(\text{mgChl.m}^{-3})\text{.degree}^{-1}$ (regions in blue on Figure 9) associated with phases between $\pi/2$ and π .

[54] First, we focus on the northern limit of the strong negative gradient ($<-0.03 \log_{10}(\text{mgChl.m}^{-3})\text{.degree}^{-1}$). This limit is located near 30°S – 31°S and shifts around 4° in latitude as a function of the season ($\sim 28.5^{\circ}\text{S}$ during winter and $\sim 32.5^{\circ}\text{S}$ during summer; see the black solid rectangle on Figure 9). For specific years, this seasonal cycle is perturbed. The years 1999, 2003, and 2004 can be emphasized. Indeed, the strong negative meridional chlorophyll *a* gradient moves equatorward up to 25°S during the 1999 winter. On the other hand, in 2003 and 2004 it hardly migrates equatorward at all, and stays around 31°S . To observe a potential

impact on the phase relationships (or phase differences) between CHLA and SLA (Figure 10), the same methodology is used. In 2003 and 2004 the area with phase range between $\pi/2$ and π (or around $-\pi$) does not migrate equatorward up to 27°S – 28°S during the winter season and remain at 31°S as well as the strong negative meridional chlorophyll *a* gradient (Figure 9). Always focusing on the northern limit of the area with phases between $\pi/2$ and π , the winter 1999 does not present any anomaly whereas the negative meridional chlorophyll *a* gradient moves exceptionally equatorward. In this case, the observed phase relationships do not represent any of the theoretical mechanisms, because they should be situated between $\pi/2$ and π until 25°S (see section 2.3.1) using the theoretical process model from Killworth *et al.* [2004]. In 1998, the area with phases between $\pi/2$ and π extends farther equatorward, and this particularity is not observed in the meridional chlorophyll *a* gradient. Other contributions (vertical mechanisms) could explain this difference between the meridional chlorophyll *a* gradient and the phase relationships in 1998, as the phase relationships are situated between $\pi/2$ and π for both theoretical vertical mechanisms (see section 2.3.1).

[55] Figure 11 presents the mean meridional chlorophyll *a* gradient (dashed line with crosses) and the mean phase relationships between CHLA and SLA (solid line with circles) for latitudes located between 30°S and 31°S (mean position of the limit between the oligotrophic gyre and the area with a strong negative gradient; see Figure 9), using the same methodology as for Figures 9 and 10. The meridional chlorophyll *a* gradient presents a clear seasonal cycle during the whole time series, although its amplitude is reduced in 2003 and 2004. The gradient is strongly negative during the austral winter season, and it is weakly negative (close to zero) during the austral summer season. From September 1997 to the end of 2002 and from 2005 to August 2006, the meridional chlorophyll *a* gradient and the phase relationships are well correlated (correlation coefficient

around -0.65). Phases are positive during the austral winter and negative during austral summer. The situations described for 1998 and 1999 in the previous paragraph do not appear on Figure 11 as we focus on latitudes 30 – 31°S , these situations are located closer to the equator. Between 30°S and 31°S , we can deduce that the process of meridional advection of surface chlorophyll a concentrations associated with the meridional chlorophyll a gradient is likely to explain an important part of the signal observed on the phase relationships from September 1997 to the end of 2002 and from 2005 to August 2006. In 2003 and 2004, the situation is different. The phase relationships do not follow the seasonal cycle of the meridional gradient (correlation coefficient < -0.12) described for the other years. The phase relationships between CHLA and SLA stay close to zero both years as the seasonal variability of the meridional gradient is reduced with weak value in winter (> -0.035 and $> -0.03 \log_{10}(\text{mgChl.m}^{-3}).\text{degree}^{-1}$ in 2003 and 2004, respectively). The usual seasonal cycle for both data sets is situated poleward, south of 31°S – 32°S in 2003 and 2004 (see Figures 9 and 10). Between 30°S and 31°S , the meridional advection process of surface chlorophyll a concentrations does not seem to play the predominant role in the chlorophyll a signature of Rossby waves in 2003 and 2004. This result illustrates that, while generally the dominant mechanism is horizontal advection (as shown by Killworth *et al.* [2004]), other processes cannot be ruled out as they must still play a significant role in specific places at specific times.

[56] The same pattern can also be observed but weaker at the southern limit of the strong negative meridional chlorophyll a gradient ($< -0.03 \log_{10}(\text{mgChl.m}^{-3}).\text{degree}^{-1}$) (Figure 9). This transition is situated near 40°S during the austral summer, while it is usually close to 36°S in the austral winter (see the black dashed rectangle on Figure 9). The Subtropical Convergence Zone, with important seasonal modifications and mesoscale activity, is a highly variable region. However, some interannual variability can be highlighted. During the summer season, this transition does not go poleward of 39°S for 1998 and 2003 as compared to the other years (around 40°S). This specificity can also be observed in austral summer 1998 on the phase relationships (Figure 10). The area with phases range between $\pi/2$ and π (or around $-\pi$) does not go poleward of 38°S . The same representation as Figure 11 is not shown for the southern limit as the interannual variability is weaker.

[57] Burls and Reason [2006] also observed interannual variability in the SST gradients using microwave satellite data in the South Atlantic Ocean. For example, in winter a broad region of relatively enhanced gradient in the 36°S – 40°S zone for 2003 and 2004 could correspond to the Southern Subtropical Front. They studied the associated large scale atmospheric circulation with the NCEP/NCAR reanalysis over the midlatitude South Atlantic and found July 2002 rather different from July 2003 and 2004. In the latter two years, the South Atlantic Anticyclone is stronger and shifted toward the south. The enhanced and southward shifted anticyclone in July 2004 is also found in the QuickSCAT surface winds. This anticyclone center is shifted poleward up to 35°S as compared to near 30°S in July 2003 and about 27°S in 2002. The permanent high pressure system is usually centered near 27°S in austral winter [Peterson and Stramma, 1991; Lass and Mohrholz, 2008].

Burls and Reason [2006] concluded that the SST gradients between about 33°S and 43°S in the South Atlantic Ocean seem to be related to Ekman convergence and their interannual variability linked to that in the observed winds. These results are quite in agreement with the poleward position of the meridional chlorophyll a gradient and phase relationships between CHLA and SLA for both years 2003 and 2004 that we have described above.

[58] Grodsky and Carton [2006] considered the implications of the tropical/extratropical connection for the climate of the South Atlantic through the relationship between interannual sea level and SST between October 1992 and June 2005. They observed higher leading sea level (decomposed into EOFs, Empirical Orthogonal Functions) than average in 1998, 1999, 2003, and 2004 in good agreement with negative anomalies of a climatic index: the St Helena Island climatic index (HIX) developed by Feistel *et al.* [2003]. HIX is the time series of the leading EOF of pressure, temperature and precipitation at the St Helena weather station record. The same correlation was found for the time series of the leading EOF of SST. These in-phase relationships between SST and sea level in the tropics extend into the southeastern subtropics. In contrast, SST in the southwestern subtropics varies out of phase with SST in the southern Gulf of Guinea, giving rise to a northeast/southwest SST dipole in conjunction with a weakening of the southeasterly Trade winds and development of a more intense southern subtropical high pressure. The study of Grodsky and Carton [2006] suggests a connection between the tropics and the subtropics for the interannual variability of the South Atlantic Ocean, and confirms the findings by Burls and Reason [2006] for an enhanced and poleward shift of the atmospheric South Atlantic Anticyclone for the winter season of 2003 and 2004. Further research is needed to clarify this possible link between the tropics and the subtropics and its influence on interannual variability of meridional SST and chlorophyll a gradients between 18°S and 45°S in the South Atlantic Ocean.

4. Conclusions and Perspectives

[59] To conclude, this paper highlights the relative importance of three processes explaining the Rossby wave signature in ocean color in the South Atlantic Ocean. Three distinct subdomains are distinguished in this basin. North of the Subtropical Gyre northern boundary, the meridional advection of surface chlorophyll a concentrations contributes for 63.2%, the upwelling of nitrates for 33.5%, and the uplifting of chlorophyll a for 3.3%. Between the northern boundary of the Subtropical Gyre and 39°S , a mean contribution of 48.5% is attributed to the horizontal advection, 20.5% to the uplifting of chlorophyll a and, 31% to the upwelling of nitrates. South of 39°S , the horizontal process explains 58.8% of the observed signal, uplifting of chlorophyll a 9.7%, and upwelling of nitrates 31.5%. The meridional advection of surface chlorophyll a concentrations represents the dominant process in the South Atlantic Ocean. The present work also investigates seasonal and interannual variations of this dominant process. The temporal variability of the phase relationships between CHLA and SLA with the meridional gradient of chlorophyll a concentrations is analyzed. A clear seasonal cycle shows a meridional shift in

latitude of both data sets. For the interannual variability, specific years (2003 and 2004) are observed at 30°S, where the meridional gradient of chlorophyll *a* concentrations and the phase relationships do not follow the usual seasonal cycle. This seasonal and interannual variability can be associated with the variability of the South Atlantic Anticyclone [Burls and Reason, 2006; Grodsky and Carton, 2006].

[60] To complete the study of temporal variations, more knowledge about the vertical gradients are needed, such as an interannual data set of vertical gradients of chlorophyll *a* and nutrient concentrations. Longer SLA and ocean color data records are required to really quantify the interannual variability of the phase relationships of both data sets and its possible link with the tropical connections (ENSO) [e.g., Grodsky and Carton, 2006] and/or extratropical connections (SAM) [e.g., Pottier et al., 2004]. The seasonal and interannual variation of the relative contribution of all the different processes (i.e., including the vertical ones) is not studied here. To do so, the theoretical model of the different processes would have to be transformed into a coupled model capable to evolve with time.

[61] **Acknowledgments.** The CNES and Midi-Pyrénées Region are thanked for the financial Ph.D. support attributed to E. Gutknecht. We would like to thank the CNES support attributed to I. Dadou and V. Garçon and the Marie Curie support (MEIF-CT-2006-039180) attributed to G. Charria as an IntraEuropean postdoctoral fellowship. The Sea Level Anomaly data from the DUACS processing were developed by AVISO. Ocean color data were produced by the SeaWiFS project at GSFC and obtained from the DAAC. We thank J. Sudre (LEGOS) for extracting the SeaWiFS data. Wavelet software was provided by C. Torrence and G. P. Compo, and is available at <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>. We express our special thanks to M. Thomas (University of East Anglia, UK) who provided us with simulation outputs including both eddies and Rossby waves, and allowed us to confirm that our filtering procedure can be applied to real data with confidence.

References

- Burls, N. J., and C. J. C. Reason (2006), Sea surface temperature fronts in the midlatitude South Atlantic revealed by using microwave satellite data, *J. Geophys. Res.*, **111**, C08001, doi:10.1029/2005JC003133.
- Campbell, J. W. (1995), The lognormal distribution as a model for biological variability in the sea, *J. Geophys. Res.*, **100**(C7), 13,237–13,254, doi:10.1029/95JC00458.
- Challenor, P. G., P. Cipollini, and D. Cromwell (2001), Use of the 3D Radon transform to examine the properties of oceanic Rossby waves, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**(9), 1558–1566. (Corrigendum, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**(5), 828, 2002.)
- Charria, G., F. Mélin, I. Dadou, M.-H. Radenac, and V. Garçon (2003), Rossby wave and ocean color: The cells uplifting hypothesis in the South Atlantic Subtropical Convergence Zone, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(3), 1125, doi:10.1029/2002GL016390.
- Charria, G., I. Dadou, P. Cipollini, M. Drévillon, P. De Mey, and V. Garçon (2006), Understanding the influence of Rossby waves on surface chlorophyll *a* concentrations in the North Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, **64**(1), 43–71, doi:10.1357/00224006776412340.
- Charria, G., I. Dadou, P. Cipollini, M. Drévillon, and V. Garçon (2008), Influence of Rossby waves on primary production from a coupled physical-biogeochemical model in the North Atlantic Ocean, *Ocean Sci.*, **4**(3), 199–213.
- Chelton, D. B., and M. G. Schlax (1996), Global observations of oceanic Rossby waves, *Science*, **272**, 234–238, doi:10.1126/science.272.5259.234.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, R. M. Samelson, and R. A. de Szoeke (2007), Global observations of large oceanic eddies, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L15606, doi:10.1029/2007GL030812.
- Cipollini, P., D. Cromwell, P. G. Challenor, and S. Raffaglio (2001), Rossby waves detected in global ocean colour data, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(2), 323–326, doi:10.1029/1999GL011231.
- Cipollini, P., G. D. Quartly, P. G. Challenor, D. Cromwell, and I. S. Robinson (2006), Remote sensing of extra-equatorial planetary waves, in *Manual of Remote Sensing*, vol. 6, *Remote Sensing of the Marine Environment*, edited by J. F. R. Gower, chap. 3, pp. 61–84, Am. Soc. for Photogram. and Remote Sens., Bethesda, Md.
- Colberg, F., C. J. C. Reason, and K. Rodgers (2004), South Atlantic response to El Niño–Southern Oscillation induced climate variability in an ocean general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **109**, C12015, doi:10.1029/2004JC002301.
- Conkright, M. E., T. O'Brien, S. Levitus, T. P. Boyer, J. Antonov, and C. Stephens (1998), *World Ocean Atlas 1998*, vol. 10, *Nutrients and Chlorophyll of the Atlantic Ocean*, NOAA Atlas NESDIS, vol. 36, 245 pp., NOAA, Silver Spring, Md.
- Dandonneau, Y., A. Vega, H. Loisel, Y. Du Penhoat, and C. Menkes (2003), Oceanic Rossby waves acting as a “Hay Rake” for ecosystem floating by-products, *Science*, **302**(5650), 1548–1551, doi:10.1126/science.1090729.
- Dandonneau, Y., C. Menkes, T. Gorgues, and G. Madec (2004), Response to comment on “Oceanic Rossby waves acting as a ‘Hay Rake’ for ecosystem floating by-products,” *Science*, **304**(5669), 390, doi:10.1126/science.1095997.
- Deans, S. R. (1983), *The Radon Transform and Some of its Applications*, Wiley-Interscience, New York.
- Feistel, R., E. Hagen, and K. Grant (2003), Climatic changes in the subtropical Southeast Atlantic: The St Helena island climate index (1893–1999), *Prog. Oceanogr.*, **59**, 321–337, doi:10.1016/j.pocean.2003.07.002.
- Fu, L. L., and D. B. Chelton (2001), Large-scale ocean circulation, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, edited by L. L. Fu and A. Cazenave, pp. 133–169, Academic, San Diego, Calif.
- Grodsky, S. A., and J. A. Carton (2006), Influence of the tropics on the climate of the South Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06719, doi:10.1029/2005GL025153.
- Haarsma, R. J., E. J. D. Campos, and F. Molteni (2003), Atmospheric response to South Atlantic SST dipole, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(16), 1864, doi:10.1029/2003GL017829.
- Handoh, I. C., G. R. Bigg, A. J. Matthews, and D. P. Stevens (2006), Interannual variability of the Tropical Atlantic independent of and associated with ENSO: Part II. The South Tropical Atlantic, *Int. J. Climatol.*, **26**, 1957–1976, doi:10.1002/joc.1342.
- Hughes, C. W. (1995), Rossby waves in the Southern Ocean: A comparison of TOPEX/POSEIDON altimetry with model predictions, *J. Geophys. Res.*, **100**(C8), 15,933–15,950, doi:10.1029/95JC01380.
- Killworth, P. D. (2004), Comment on “Oceanic Rossby waves acting as a ‘Hay Rake’ for ecosystem floating by-products,” *Science*, **304**(5669), 390, doi:10.1126/science.1094870.
- Killworth, P. D., and J. R. Blundell (2003a), Long extratropical planetary wave propagation in the presence of slowly varying mean flow and bottom topography. Part I: The local problem, *J. Phys. Oceanogr.*, **33**(4), 784–801, doi:10.1175/1520-0485(2003)33<784:LEPWPI>2.0.CO;2.
- Killworth, P. D., and J. R. Blundell (2003b), Long extratropical planetary wave propagation in the presence of slowly varying mean flow and bottom topography. Part II: Ray propagation and comparison with observations, *J. Phys. Oceanogr.*, **33**(4), 802–821, doi:10.1175/1520-0485(2003)33<802:LEPWPI>2.0.CO;2.
- Killworth, P. D., P. Cipollini, B. M. Uz, and J. R. Blundell (2004), Physical and biological mechanisms for planetary waves observed in satellite-derived chlorophyll, *J. Geophys. Res.*, **109**, C07002, doi:10.1029/2003JC001768.
- Kumar, P., and E. Foufoula-Georgiou (1994), Wavelet analysis in geophysics: An introduction, in *Wavelets in Geophysics*, edited by E. Foufoula-Georgiou and P. Kumar, pp. 1–43, Academic, San Diego, Calif.
- Lass, H. U., and V. Mohrholz (2008), On the interaction between the subtropical gyre and the Subtropical Cell on the shelf of the SE Atlantic, *J. Mar. Syst.*, **74**(1–2), 1–43, doi:10.1016/j.jmarsys.2007.09.008.
- Le Traon, P. Y., F. Nadal, and N. Ducet (1998), An improved mapping method of multisatellite altimeter data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**(2), 522–534, doi:10.1175/1520-0426(1998)015<0522:AIMMOM>2.0.CO;2.
- Longhurst, A. (1998), *Ecological Geography of the Sea*, 398 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Louanchi, F., and R. G. Najjar (2001), Annual cycles of nutrients and oxygen in the upper layers of the North Atlantic Ocean, *Deep Sea Res. Part II*, **48**(10), 2155–2171, doi:10.1016/S0967-0645(00)00185-5.
- Machu, E., B. Ferret, and V. Garçon (1999), Phytoplankton pigment distribution from SeaWiFS data in the Subtropical Convergence Zone south of Africa: A wavelet analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **26**(10), 1469–1472, doi:10.1029/1999GL000256.
- Maharaj, A. M., P. Cipollini, and N. J. Holbrook (2005), Observed variability of the South Pacific westward sea level anomaly signal in the presence of bottom topography, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04611, doi:10.1029/2004GL020966.

- Matano, R. P., and E. J. Beier (2003), A kinematic analysis of the Indian/Atlantic interocean exchange, *Deep Sea Res. Part II*, 50(1), 229–249, doi:10.1016/S0967-0645(02)00395-8.
- McClain, C. R., M. L. Cleave, G. C. Feldman, W. W. Gregg, S. B. Hooker, and N. Kuring (1998), Science quality SeaWiFS data for global biosphere research, *Sea Technol.*, 39(9), 10–16.
- McClain, C. R., S. R. Signorini, and J. R. Christian (2004), Subtropical gyre variability observed by ocean-color satellites, *Deep Sea Res. Part II*, 51(1–3), 281–301, doi:10.1016/j.dsr2.2003.08.002.
- O'Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru, and C. R. McClain (1998), Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS, *J. Geophys. Res.*, 103(C11), 24,937–24,953, doi:10.1029/98JC02160.
- Peterson, R. G., and L. Stramma (1991), Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Prog. Oceanogr.*, 26(1), 1–73, doi:10.1016/0079-6611(91)90006-8.
- Pierini, S. (2005), A model study of the spectral structure of boundary-driven Rossby waves and related altimetric implications, *J. Phys. Oceanogr.*, 35(2), 218–231, doi:10.1175/JPO-2680.1.
- Pierini, S. (2006), Seasonal and interannual variability of the North Pacific Ocean: Modeling results and their validation through altimeter data, paper presented at 15 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium, Eur. Space Agency, Cent. Natl. d'Etud. Spatiales, Venice, Italy, 13–18 Mar.
- Polito, P. S., and W. T. Liu (2003), Global characterization of Rossby waves at several spectral bands, *J. Geophys. Res.*, 108(C1), 3018, doi:10.1029/2000JC000607.
- Pottier, C., J.-P. C  ron, J. Sudre, I. Dadou, S. Belamari, and V. Garçon (2004), Dominant propagating signals in sea level anomalies in the Southern Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11305, doi:10.1029/2004GL019565.
- Pottier, C., V. Garçon, G. Larnicol, J. Sudre, P. Schaeffer, and P. Y. Le Traon (2006), Merging SeaWiFS and MODIS-Aqua ocean color data in North and Equatorial Atlantic using weighted averaging and objective analysis, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44(11), 3436–3451, doi:10.1109/TGRS.2006.878441.
- Quartly, G. D., P. Cipollini, D. Cromwell, and P. G. Challenor (2003), Rossby waves: Synergy in action, *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, 361(1802), 57–63, doi:10.1098/rsta.2002.1108.
- Reason, C. J. C., L. A. Mysak, and P. F. Cummins (1987), Generation of annual-period Rossby waves in the South Atlantic Ocean by the wind stress curl, *J. Phys. Oceanogr.*, 17(11), 2030–2042, doi:10.1175/1520-0485(1987)017<2030:GOAPRW>2.0.CO;2.
- Rio, M. H., P. Schaeffer, F. Hernandez, and J. M. Lemoine (2005), The estimation of the ocean Mean Dynamic Topography through the combination of altimetric data, in-situ measurements and GRACE geoid: From global to regional studies, paper presented at Geoid and Ocean Circulation in the North Atlantic International Workshop, Eur. Comm., Luxembourg, 13–15 Apr.
- Robertson, A. W., J. D. Farrara, and C. R. Mechoso (2003), Simulations of the atmospheric response to South Atlantic sea surface temperature anomalies, *J. Clim.*, 16(15), 2540–2551, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<2540:SOTART>2.0.CO;2.
- Schopf, P. (1981), Beta-dispersion of low-frequency Rossby waves, *Dyn. Atmos. Oceans*, 5(3), 187–214, doi:10.1016/0377-0265(81)90011-7.
- Siegel, D. A. (2001), The Rossby rototiller, *Nature*, 409(6820), 576–577, doi:10.1038/35054659.
- Sterl, A., and W. Hazeleger (2003), Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean, *Clim. Dyn.*, 21(7–8), 559–571, doi:10.1007/s00382-003-0348-y.
- Torrence, C., and G. P. Compo (1998), A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79(1), 61–78, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2.
- Torrence, C., and P. J. Webster (1999), Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon System, *J. Clim.*, 12, 2679–2690, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2.
- Uz, B. M., J. A. Yoder, and V. Osychny (2001), Pumping of nutrients to ocean surface waters by the action of propagating planetary waves, *Nature*, 409(6820), 597–600, doi:10.1038/35054527.
- Venegas, S. A., L. A. Mysak, and D. N. Straub (1997), Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic, *J. Clim.*, 10(11), 2904–2920, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<2904:AOCVIT>2.0.CO;2.

G. Charria and P. Cipollini, National Oceanography Centre, European Way, Southampton SO14 3ZH, UK.

I. Dadou, V. Garçon, and E. Gutknecht, Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, UMR 5566, 14 Ave. Edouard Belin, UPS, CNES, CNRS, IRD, F-31400 Toulouse, France. (isabelle.dadou@legos.obs-mip.fr)

Elodie Gutknecht

**Shelf/Offshore interactions in the Benguela
upwelling system using a 3-D coupled
physical/biogeochemical model**

PhD Advisor : Isabelle Dadou

Abstract

The main objective of this PhD thesis is the study of the shelf/offshore interactions in the Benguela upwelling system, off South African and Namibian coasts, using a numerical model as well as satellite and *in-situ* data. A **Biogeochemical** model adapted for **Eastern Boundary Upwelling Systems** (BioEBUS), taking into account the main processes linked with eastern boundary upwelling systems and associated oxygen minimum zones, has been developed and coupled with the ROMS hydrodynamical model, in order to implement a realistic configuration in the Namibian upwelling system (Northern Benguela), the studied area of this PhD thesis.

This PhD thesis contributes to the improvement of the physical/biogeochemical couplings as well as the understanding of the Eastern Boundary Upwelling Systems (EBUS) and their local and regional impact. Nitrogen inputs from the upwelling area to the South Atlantic oligotrophic gyre were estimated ($0.38 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$) and are of the same order as other possible N sources sustaining primary production in the subtropical gyre (from 0.01 to $0.24 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$). Nitrogen losses by denitrification and anammox processes linked with the oxygen minimum zone ($2.2 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$) are equivalent with outgasing of N_2O to the atmosphere ($5.5 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$), however they are underestimated when compared with *in-situ* estimations. Air-sea N_2O fluxes are clearly significant in this area for the atmospheric N_2O budget. Indeed, even if this area represents 1.2% of the EBUS, its estimated N_2O emission contributes to 4% of the EBUS emissions. Furthermore, this PhD thesis shows the important role of mesoscale processes in the nitrogen total transport off the Namibian continental shelf.

*Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiales
18, avenue Edouard Belin – 31401 Toulouse Cedex 9*

Elodie Gutknecht

Interactions côte-large dans le système de l'upwelling du Benguela par modélisation couplée physique/biogéochimie

Directrice de thèse : Isabelle Dadou

Résumé

Le principal objectif de cette thèse est d'étudier les interactions entre l'océan côtier et l'océan ouvert dans la zone de l'upwelling du Benguela, située au large des côtes d'Afrique du Sud et de Namibie, à l'aide d'un outil numérique et de données satellites et *in-situ*. Un modèle biogéochimique adapté à la zone d'étude (BioEBUS ; **B**io**g**eochemical model for **E**astern **B**oundary **U**pwelling **S**ystems), prenant en compte les processus caractéristiques des systèmes d'upwelling de bord Est et des zones de minimum d'oxygène associées a été développé, puis couplé au modèle hydrodynamique ROMS, afin de mettre au point une configuration réaliste centrée sur le système de l'upwelling de Namibie (sous-système Nord du Benguela), zone d'étude de cette thèse.

Ces travaux de thèse ont permis d'améliorer notre compréhension des systèmes d'upwelling de bord Est (EBUS), notamment leurs impacts locaux et régionaux, ainsi que les couplages physiques/biogéochimiques dans ces systèmes. A l'issue de ces travaux de thèse, les apports d'azote depuis la zone de l'upwelling vers le gyre oligotrophe de l'océan Atlantique Sud ont été estimés ($0.38 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$) et sont comparables aux autres sources d'azote possibles de soutenir la production primaire dans le gyre subtropical (de 0.01 à $0.24 \text{ molN.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$). Les pertes d'azote par dénitrification et anammox liées à la zone de minimum d'oxygène ($2.2 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$) sont équivalentes aux pertes par émission de N_2O vers l'atmosphère ($5.5 \cdot 10^8 \text{ molN.yr}^{-1}$), mais sont sous-estimées par rapport aux quelques estimations *in-situ* dont nous disposons. Les flux de N_2O à l'interface océan-atmosphère dans cette région sont clairement significatifs pour le budget atmosphérique de N_2O . En effet, même si la surface de la zone ne représente pas plus de 1.2% des EBUS, ces émissions de N_2O contribuent à 4% des émissions de N_2O dans les EBUS. Enfin, ces travaux de thèse montrent l'importance des processus à mésoéchelle dans le transport total d'azote au large du plateau continental Namibien.

*Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiales
18, avenue Edouard Belin – 31401 Toulouse Cedex 9*